



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLÓGICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E GEOQUÍMICA DO
SEGMENTO NORDESTE DOS DIQUES ARAUÁ**

ELLEN KELLY DOS SANTOS

São Cristóvão - SE

2018

ELLEN KELLY DOS SANTOS

**CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E GEOQUÍMICA DO
SEGMENTO NORDESTE DOS DIQUES ARAUÁ**

Orientador: Prof. Dr. Joaquim Daniel de Liz

Co-Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Adriane Machado

BANCA EXAMINADORA

A) Prof^ª. Ma. Leidiane Cerqueira de Carvalho (Membro Interno)

B) Me. Luiz Henrique Passos (Membro Externo)

C) Prof. Dr. Joaquim Daniel de Liz (Orientador)

Monografia apresentada ao Curso de Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

São Cristóvão - SE

2018

“Talvez não tenha conseguido fazer o melhor, mas lutei para que o melhor fosse feito. Não sou o que deveria ser, mas Graças a Deus, não sou o que era antes”.

Marthin Luther King

AGRADECIMENTOS

Ao encerrar mais esta etapa em minha vida, gostaria de expressar meus agradecimentos a todas as pessoas que de alguma forma contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

Primeiramente agradeço a Deus pela luz da vida e da razão. A minha família, agradeço pelo apoio nos momentos difíceis e pela companhia nos momentos de comemoração, em especial a minha avó Joana, que sempre me ensinou a buscar todos os dias pelos meus sonhos, pois tudo que tenho e que sou, devo a educação e os ensinamentos passados por ela, a minha querida mãe Jucelma por toda dedicação e preocupação, sei o quanto está feliz por esta conquista. Aos meus amados irmãos Wolney e Graça que sempre torceram pela minha felicidade e me apoiaram em tudo que almejei realizar. Ao meu esposo Crasso por toda paciência e compreensão nas noites mal dormidas com os trabalhos e provas a fazer, muito obrigada por todo amor e carinho.

Não poderia deixar de agradecer as minhas amigas de ontem, de hoje e de sempre Aline Silva, Mari Santos, Melize Santos e Paulinha Andrade, por todo apoio e carinho, que mesmo a distância, posso sempre contar com vocês.

Aos meus professores queridos do Departamento de Geologia–UFS, que de alguma forma transmitiu um pouquinho do seu conhecimento e me proporcionou adquirir uma base para a nova etapa que me espera. Em especial ao meu Orientador Prof. Daniel, a minha co-orientadora Adriane Machado, por terem acreditado e confiado no meu trabalho, a prof. Cristine que sempre me ajudou com todo o seu conhecimento, muito obrigada.

Meus amamos colegas de classe, muito obrigada por toda paciência e companheirismo, foi muito bom compartilhar esses cinco anos da minha vida com todos vocês, principalmente as meninas Laisa e Ialle que estiveram comigo em quase todos os trabalhos e relatórios, sofremos juntas, sorrimos juntas, tivemos alguns momentos difíceis, mas no final sempre deu tudo certo.

Por fim agradeço a todos que de alguma forma me ajudou com uma palavra amiga, ou até mesmo a distância sempre torceu pela minha vitória. Sou muito grata a todos vocês.

RESUMO

Neste trabalho foram estudados os diques aflorantes entre os municípios de Boquim e Riachão do Dantas (SE), os quais correspondem a um segmento dos Diques Arauá, que está deslocado a 6km para NE do *trend* principal. Estes diques ocorrem como pequenos e descontínuos afloramentos de blocos alinhados, com formas irregulares e com uma extensão média de 8 km com direção N30-50W, que cortam os ortognaisses do Complexo Gnáissico Migmatítico Rio Real – Itabaianinha – Riachão do Dantas e os granulitos do Complexo Granulítico Esplanada – Boquim. Na área estudada foi possível localizar seis diques paralelos, sendo: 4 Riolíticos, 1 Microgabróico e 1 Andesítico. Os diques riolíticos são predominantemente porfíricos, definidos por fenocristais de k-feldspato, plagioclásio e quartzo, imersos em uma matriz hemicristalina que perfaz 60% a 80% das rochas. O dique microgabróico compreende uma rocha de coloração cinza escura, com a textura variando de muito fina a porfírica. Esta rocha é constituída essencialmente por cristais de plagioclásio, localmente com cristais de sanidina, quartzo e minerais opacos. O dique andesítico é constituído por fenocristais de plagioclásio envolvidos por uma matriz hemicristalina rica em micrólitos e cristalitos de plagioclásio e minerais opacos, com presença de vesículas. Os dados geoquímicos indicam que os diques riolíticos são rochas ácidas de afinidade alcalina, com características compatíveis com magmatismo tipo-A. Estas rochas apresentam um padrão de enriquecimento em Fe, seguido por um empobrecimento de Al, que é típico do *trend* toleítico. O dique microgabróico é classificado como basalto toleítico de alto magnésio, além de apresentar quartzo e hiperstênio normativos que corroboram com a afinidade identificada. O dique andesítico se posicionou na linha que separa o campo de basaltos do campo de andesitos e andesitos basálticos, além de apresentar quartzo e hiperstênio normativos que sustentam uma afinidade toleítica. Nos diagramas de ambiência tectônica os diques riolíticos e o dique andesítico evidenciam um ambiente de intraplaca, enquanto o dique microgabróico apresenta características de basaltos de cordilheira meso-oceânica. Estas rochas apresentam assinaturas de elementos-traço marcadas por anomalias negativas de Nb, Ta e Ti, e teores elevados de LILE, Th e ETRL, sugerindo assim que estas rochas foram formadas a partir de um manto metassomatizado por subducção prévia ou foi contaminada pela rocha encaixante durante seu posicionamento final.

Palavras Chaves: Magmatismo tipo-A; Afinidade Toleítica; Intraplaca.

ABSTRACT

In this work we studied the dikes between the outcrops of Boquim and Riachão do Dantas (SE) were studied, which correspond to a segment of the Dikes Arauá, which is 6 km NE for the main trend. These dikes occur as small and discontinuous outcrops of irregularly shaped, aligned blocks with an average length of 8 km and direction N30-50W, which cut the orthogneisses of the Complex Rio Real - Itabaianinha - Riachão do Dantas and the granulites of the Complex Granulitic Esplanada - Boquim. In the studied area it was possible to locate six parallel dikes: 4 Rhyolitics, 1 Microgabbroic and 1 Andesitic. The rhyolitic dikes are predominantly porphyritic, defined by alkaline feldspar, plagioclase and quartz phenocrysts, immersed in a hemicrystalline matrix that makes up 60% to 80% of the rocks. The microgabbroic dike comprises a rock of dark gray coloration, with very fine the porphyritic texture. This rock is essentially composed of plagioclase crystals as well as crystalline crystals of sanidine, quartz and opaque minerals. The andesitic dike consists of plagioclase phenocrysts and vesicles surrounded by a hemicrystalline matrix rich in microclites and crystallites of plagioclase and opaque minerals, with presence of and vesicles. The geochemical data indicate that rhyolitic dikes are acidic rocks with alkaline affinity, with characteristics compatible with A-type magmatism. These rocks have a pattern of Fe enrichment, followed by an impoverishment of Al, which is typical of the toleithic trend. The microgabbroic dike is classified as high in magnesium toleithic basalt, in addition to presenting normative quartz and hypersthênio that corroborate with the identified affinity. The andesitic dike was positioned in the line that separates the field of basalts from the field of andesites and basaltic andesites, besides presenting normative quartz and hypersthênio that support a toleítica affinity. In the diagrams of tectonic ambience, the rhyolitic and andesitic dikes show an intraplate environment, while the microgabbroic dike presents basalt characteristics of the meso-oceanic mountain range. These rocks show signatures of trace elements marked by negative anomalies of Nb, Ta and Ti, and high levels of LILE, Th and ETRL, thus suggesting that these rocks were formed from a mantle metasomatized by previous subduction or was contaminated by the nesting rock during its final positioning.

Keywords: Magmatism type-A; Toleithic Affinity; Intraplaca.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização e acessos da área de estudo.	15
Figura 2 - Representação esquemática dos três principais tipos de enxames de diques (Hou, 2011).....	21
Figura 3 – Modos de faturamento aplicado à diques (Pollard, 1987).....	23
Figura 4 - Classificação da geometria de diques em fraturas (modificado de Hoek 1991).....	24
Figura 5- Mapa esquemático da geologia do Cráton do São Francisco mostrando seus limites e a distribuição das principais unidades litoestratigráficas (Alkmim et al., 1993).....	28
Figura 6 - Disposição dos Blocos arqueanos do Cráton do São Francisco após a colisão que formou o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá no paleoproterozóico (Barbosa, Sabaté 2002)..	30
Figura 7 - Domínio tectônico-estratigráfico de Sergipe, modificado de Santos <i>et al.</i> (1998)..	36
Figura 8 – Mapa da geologia local do <i>segmento</i> NE dos Diques Arauá. Pontos dos diques estudados: PRC-09, PRC-023, PRC-034, PRC-038, PRC-056 e PRC-G5-023. Os diques estão encaixados nas rochas pertencentes ao CGMRIR – Complexo Gnáissico Migmatítico Rio Real-Itabaianinha-Riachão do Dantas e ao CGEB – Complexo Granulítico Esplanada-Boquim..	40
Figura 9 – Amostra de mão de dique riolítico com fenocristais de quartzo.....	41
Figura 10 – Amostra de mão do dique de andesito com fenocristais de plagioclásio envolvidos por matriz afanítica.....	41
Figura 11 – Amostra de microgabro com fenocristais de plagioclásio ripidiformes.....	42
Figura 12 - Feições petrográficas dos diques estudados. Diques riolíticos: (a)cristal de plagioclásio (plg) com bordas levemente arredondadas imerso em matriz hemicristalina (luz polarizada), (b) cristal de quartzo arredondado imerso em matriz hemicristalina (luz natural); Dique Andesítico (c) Detalhe da matriz evidenciando a devitrificação marcada por esferulitos radiais definidos por agulhas de minerais opacos e cristais de plagioclásio ripidiformes (luz natural), (d) Amídalas preenchidas por calcita (Cb) envolvidas por clorita (Chl) imersas em matriz hemicristalina (luz polarizada); Dique Microgabróico: (e) Visão geral da rocha, destacando a textura intergranular definida por cristais de plagioclásio (Pl), clinopiroxênio (Cpx), sanidina (Sa) e minerais opacos (Op) (luz polarizada); (f) Visão geral destacando os intercrescimentos de clinopiroxênio (Cpx) e plagioclásio (Pl) (luz polarizada)..	50
Figura 13 - Diagrama de classificação química TAS (Le Bas <i>et. al.</i> 1986).	53
Figura 14 - Diagrama Nb/Y <i>versus</i> Zr/Ti (Pearce, 1996).....	53

Figura 15 - Diagramas binários de variação (Harker) dos elementos maiores e menores dos Diques Arauá. Valores em percentagem de peso.	54
Figura 16 - Diagramas binários de variação de elementos-traço (ppm) <i>versus</i> SiO ₂	56
Figura 17 - Padrões dos ETR das amostras do segmento NE dos Diques Arauá. Os teores de ETR das amostras foram normalizados pelo padrão condrítico C1 de Boyntom (1984).	58
Figura 18 - Diagrama Th <i>versus</i> Co (Hastie <i>et al.</i> 2007). (Co e Th em ppm).	59
Figura 19 - Diagrama bivalente de distinção de litotipos de afinidade cálcio-alcálica e shoshonítica de rochas alcalinas sódicas (Liégeois <i>et al.</i> , 1998). Neste diagrama é utilizada a média dos valores Zr, Y, Ce, Sm, Yb <i>versus</i> NYTS Rb, Th, U, Ta normalizados pela série de Telabit- Yenchichi (NYTS).	60
Figura 20 - Representação das amostras analisadas nos diagramas de Whalen <i>et al.</i> (1987). A: granitos tipo A (anorogênicos); I: granito de fonte ígnea; S: granito de fonte sedimentar.	60
Figura 21 - Diagrama de Jensen (1976).	61
Figura 22 - Diagrama discriminante de A/CNK <i>versus</i> A/NK (Shand, 1943). Erro! Indicador não definido.	
Figura 23-Diagrama multi-elementar normalizado pelo Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989) das amostras dos diques riolíticos, microgabróico e andesítico.	62
Figura 24 - Diagramas de discriminação tectônica para granitoides (Pearce <i>et al.</i> 1984). ORG = granitos de cordilheiras oceânicas; VAG = granitos de arco vulcânico; WPG = granitos de intraplaca; syn-COLG = granitos sin-colisionais.	63
Figura 25 - Diagrama ternário de discriminação tectônica V-Ti-Sm (Vermeesh, 2006). OIB = basaltos de ilha oceânica; MORB = basaltos de cordilheira meso-oceânica; IAB = basaltos de arco de ilha.	64

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Listagem dos afloramentos onde foram coletadas as amostras utilizadas neste estudo com as suas respectivas coordenadas e utilização.....	17
Tabela 2 – Classificação de Diques segundo Rickood (1990).....	20
Tabela 3 – Relação das amostras descritas petrografia.....	44
Tabela 4 – Análise química dos elementos maiores (%), traço (ppm) e Terras Raras (ppm) do segmento NE dos Dique Arauá.....	65

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	13
1.1 OBJETIVOS	14
1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	15
1.3 MATERIAIS E MÉTODOS	15
1.3.1 Compilação Bibliográfica.....	16
1.3.2 Trabalho de Campo	16
1.3.3 Laboratório	17
1.3.4 Interpretação de Dados.....	18
1.3.5 Redação do Trabalho.....	18
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	20
2.1 DIQUES: ASPECTOS GERAIS	20
2.2 FORMAS INTRUSIVAS DOS DIQUES.....	22
2.3 FLUXO MAGMÁTICO EM DIQUES	24
3. GEOLOGIA REGIONAL	27
3.1 O CRÁTON SÃO FRANCISCO.....	27
3.1.1 Faixa Salvador-Esplanada (FSE)	31
3.2 FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA	35
3.2.1 Domínio Estância	36
3.3 FORMAÇÕES SUPERFICIAIS.....	37
4. GEOLOGIA LOCAL	39
5. PETROGRAFIA.....	44
5.1 DIQUES RIOLÍTICOS.....	44
5.2 DIQUE ANDESÍTICO	47
5.3 DIQUE MICROGABRÓICO	48
6. GEOQUÍMICA	52
6.1 NOMENCLATURA DOS DIQUES	52
6.2 ELEMENTOS MAIORES.....	54
6.3 ELEMENTOS-TRAÇO.....	55
6.4 ELEMENTOS TERRAS RARAS	57
6.5 CLASSIFICAÇÕES GEOQUÍMICAS E DIAGRAMAS MULTI-ELEMENTARES NORMALIZADOS	58

6.6 AMBIENTES TECTÔNICOS.....	63
7. CONCLUSÕES.....	68
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	70

INTRODUÇÃO

1. INTRODUÇÃO

O estudo dos enxames de diques tem auxiliado no reconhecimento de grandes eventos tectônicos distensivos. Estes eventos podem estar ligados a rifteamentos continentais e consequentes quebras de supercontinentes e mudanças climáticas (p.ex., Corrêa Gomes & Oliveira, 2000; Ernst *et al.*, 2005; Ernst & Bleeker, 2010; Oliveira, 2011).

Eventos magmáticos antigos, principalmente os Pré-cambrianos, comumente encontram-se parcialmente erodidos, restando apenas o registro marcado por sistemas de condutos e reservatórios, que são representados por enxames de diques, soleiras e *stocks*. Por conseguinte, o estudo de enxames de diques é considerado uma ferramenta importante para o entendimento da dinâmica do magmatismo Pré-cambriano, além de auxiliar nas reconstruções paleocontinentais (Ernst, 2011).

No sul do estado de Sergipe ocorre um enxame de diques interpretado como o registro das últimas manifestações magmáticas do pós-colisional Orosiriano no extremo nordeste do Cráton São Francisco (Soares, 2015; Liz *et al.*, 2017). Esse enxame foi pioneiramente descrito por Silva Filho *et al.* (1977), como diques de natureza ácida-intermediária, com termos básicos subordinados, que estende-se com direção oeste-noroeste para leste-sudeste, desde o povoado de Tanque Novo até o município de Indiaroba. Inicialmente denominado de Vulcanismo Arauá (Silva Filho *et al.*, 1977) e posteriormente designado de “Diques de Arauá” (Silva Filho *et al.*, 1998), estes diques constituem corpos tabulares de espessura variável, de dez centímetros a 120 metros, com direções N20-70W, compreendendo em sua maioria diques riolíticos, e subordinadamente diques andesíticos e metariolíticos (Liz *et al.*, 2017). Trabalhos desenvolvidos por Brito Neves *et al.* (1995), Del’ Rey Silva (2005), Fontes (2011), Passos (2012), Oliveira (2014), Soares (2015) e Liz *et al.* (2017) forneceram importantes contribuições a respeito dos aspectos estruturais, petrográficos, geoquímicos e isotópicos desse enxame de diques, que permitiram avançar no conhecimento sobre os processos responsáveis por essas manifestações magmáticas ocorridas no final do Paleoproterozóico.

Assim, com o intuito de colaborar com novos dados e contribuir na compreensão dos processos envolvidos no magmatismo pós-colisional Orosiriano do Cráton São Francisco, esse trabalho buscou apresentar e discutir os resultados obtidos no estudo petrográfico e geoquímico realizado nos diques que constituem um segmento paralelo ao *trend* principal dos Diques Arauá, que se encontra deslocado cerca de 6 km à nordeste deste.

1.1 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo a caracterização petrográfica e geoquímica dos diques que afloram entre os municípios de Riachão do Dantas e Boquim (SE), e fazem parte do segmento nordeste dos Diques Arauá. A obtenção de novos dados petrográficos e geoquímicos visam contribuir com o entendimento do magmatismo pós-colisional Orosiriano que ocorreu na borda nordeste do Cráton São Francisco.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo está localizada entre os municípios de Boquim e Riachão do Dantas na porção sul do estado de Sergipe. O acesso à área pode ser efetuado partindo-se de Aracaju, em direção sudoeste pela rodovia BR-101 até a cidade de Estância. Nesta, inflete-se para noroeste na SE-282, em direção à cidade de Boquim, num percurso de aproximadamente 25 km. No entroncamento com a SE-160, segue-se para sudoeste até a cidade de Pedrinhas. A partir desta, inflete-se para norte, pela SE-285, em direção à cidade de Riachão do Dantas, onde encontra-se a área de estudo (Fig. 1). A área de estudo está inserida na Folha Boquim (SC.24-Z-C-III) em um quadrante delimitado pelas coordenadas UTM (zona 24S): 8779860 N/637300 E e 8771750 N/653800 E.

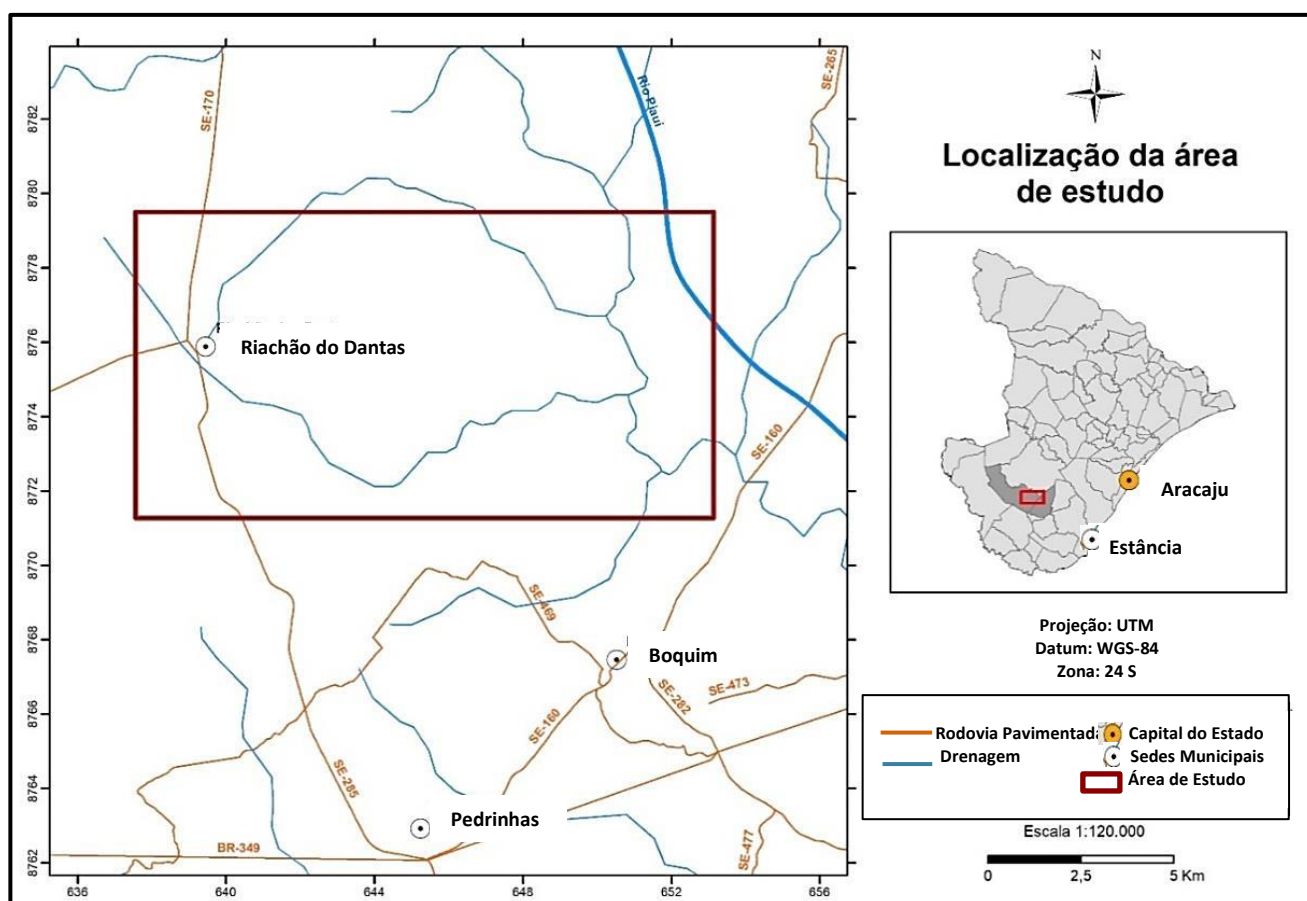


Figura 1 - Mapa de localização e acessos da área de estudo.

1.3 MATERIAIS E MÉTODOS

O presente estudo foi desenvolvido em cinco etapas, sendo que em cada uma delas buscou-se a coleta de informações necessárias para atingir o objetivo proposto:

1 - Compilação Bibliográfica, 2 - Trabalho de Campo, 3 - Laboratório, 4 - Integração de Dados, 5 - Redação do Trabalho.

1.3.1 Compilação Bibliográfica

Nesta etapa foram compilados os dados de livros, artigos científicos, dissertações de mestrado, monografias e teses de doutorado. A aquisição destes dados teve como objetivo reunir informações sobre a geologia do Cráton São Francisco, com enfoque nos Diques Arauá, além de fundamentar teoricamente as interpretações dos dados obtidos.

1.3.2 Trabalho de Campo

Foram realizadas duas campanhas de campo na área de estudo, uma no período de 13 a 20 de fevereiro e a outra no período de 08 a 15 de agosto de 2017, que totalizaram quinze dias. Neste trabalho de campo foi utilizado um GPS da marca Garmin, modelo Etrex H para aquisição da localização dos afloramentos. Este equipamento foi configurado para disponibilizar as coordenadas em UTM (Universal Transversa de Mercator) no Datum WGS-84. Na medição das estruturas das rochas foi utilizada uma bússola de marca Brunton, modelo Com-Pro Transit 5008. Nas descrições macroscópicas das amostras foram utilizadas lupas de mão com aumento de 30x.

Nestas campanhas de campo foram desenvolvidas as seguintes atividades:

- Visão geral dos afloramentos seguido pela medida das espessuras e atitudes dos diques e das rochas encaixantes;
- Descrição sistemática dos afloramentos abrangendo a identificação das estruturas, texturas e mineralogia dos diques e rochas encaixantes;
- Coleta de amostras dos diques para estudo em laboratório petrográfico e litogeoquímico.

Na tabela 1 é possível observar as coordenadas dos afloramentos onde foram coletadas as amostras utilizadas nos estudos petrográficos e geoquímicos.

Tabela 1 - Listagem dos afloramentos onde foram coletadas as amostras utilizadas neste estudo, com as suas respectivas coordenadas e utilização.

Ponto	UTM_E	UTM_N	Amostra	Utilização
PRC_09	642365	8777596	PRC_009	Petrografia; Geoquímica
PRC_038	648412	8776914	PRC_038	Petrografia; Geoquímica
PRC_056	645616	8778360	PRC_056	Petrografia; Geoquímica
PRC_023	645577	8775960	PRC_023	Petrografia; Geoquímica
PRC_034	646471	8775886	PRC_034	Geoquímica
PRC_G5_023	644769	8772128	PRC_G5_023	Petrografia; Geoquímica

1.3.3 Laboratório

Esta etapa compreendeu desde a seleção das amostras para envio aos laboratórios de laminação e análises químicas, até os trabalhos de descrição das lâminas e interpretação das análises químicas. As amostras selecionadas para a petrografia foram enviadas para o laboratório de laminação Petrografia Br (Contagem-MG), enquanto que as selecionadas para geoquímica foram encaminhadas para o laboratório SGS Geosol Laboratórios Ltda (MG).

- **Petrografia**

As descrições petrográficas das lâminas delgadas foram realizadas no laboratório de Petrografia do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Sergipe. Neste trabalho foi utilizado um microscópio binocular OPTON modelo TNP 09-T.

Seguindo as recomendações de Le Maitre *et al.* (2002), para a classificação de rochas ígneas, foi efetuado a contagem de cerca de 300 pontos por lâmina. A partir desta foi descrito em detalhe a mineralogia essencial, varietal e acessória, além dos minerais de alteração. Na identificação das texturas, também foi necessário o discernimento das texturas ígneas.

- **Análises Químicas**

Foram analisadas seis amostras para elementos maiores, traços e elementos terras raras pelo pacote de análises ICP95A/MS95A do laboratório SGS Geosol Laboratórios Ltda.

Este pacote compreende a análise de 48 elementos químicos com fusão da amostra em metaborato de lítio. Foram analisados os elementos maiores por espectrometria de emissão atômica com plasma acoplado indutivamente (ICP OES), enquanto que os elementos traço e ETR foram obtidos com espectrômetro de massas com fonte de plasma acoplado indutivamente (ICP-MS).

1.3.4 Interpretação de Dados

Nesta etapa foram organizados todos os dados obtidos em campo e em laboratório, assim puderam ser comparados com dados bibliográficos. Dessa forma foi possível classificar, caracterizar e interpretar de forma mais detalhada esses corpos ígneos que compõem os diques de Arauá da área estudada.

1.3.5 Redação do Trabalho

Nesta etapa foi redigido o Trabalho de Conclusão de Curso que reuniu todos os dados obtidos em campo, além dos dados petrográficos e geoquímicos, bem como as interpretações e classificações com os dados bibliográficos.

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste tópico é apresentada uma abordagem sobre diques, discorrendo sobre os aspectos gerais, formas de intrusão e as feições de fluxo magmático.

2.1 DIQUES: ASPECTOS GERAIS

Diques são corpos intrusivos que ocorrem em profundidades rasa da crosta, sendo discordantes das rochas encaixantes. Estes possuem paredes planares alocadas de forma subverticais a verticais com geometria tabular e limites bem definidos, com espessuras que variam de centímetros a milhares de metros, e comprimentos que podem atingir até milhares de quilômetros (Wernick, 2004).

Rickood (1990) propôs uma classificação de diques baseado em largura e comprimento, conforme pode ser observado na tabela 2.

Tabela 2 - Classificação de Diques segundo Rickood (1990).

NOMECLATURA	LARGURA	COMPRIMENTO
Microdique	< 1 cm	< 2 cm
Minidique	1 – 10 cm	2 – 20 m
Dique	0,1 – 50 m	0,1 – 50 km
Macrodique	50 – 250 m	50 – 250 km
Megadique	> 250 m	> 250 km

Os diques representam uma das intrusões magmáticas rasa mais comum na natureza, podendo ser considerados como os principais condutos de transportes de magmas para níveis superiores da crosta que podem chegar até a superfície através da ocupação de falhas fraturas e outros planos de fraqueza.

Os diques podem ser *simples* apenas uma ocorrência, *múltiplos* quando são formados por dois ou mais diques justapostos, *compostos* que são diques múltiplos nos quais os diferentes corpos justapostos têm composições distintas e diques *homogêneos e zonados* os

quais mostram das bordas para o centro a variação da granulação e variações na composição, proveniente da diferenciação magmática (Wernick, 2004). Frequentemente um conjunto destes corpos intrusivos paralelos formam os “*enxames de diques*”, sendo definido por Holmes (1944) como uma concentração de corpos tabulares formados geralmente por rochas ígneas intrudidas na crosta durante eventos magmáticos, que cortam angularmente as estruturas das rochas circundantes.

Variantes aos diques ou enxames de diques paralelos existem os diques radiais, anelares e em cone (Fig. 2), os quais são diferenciados por disposição espacial e atitudes peculiares (Wernick, 2014). Utilizando como critério a relação do campo tensional e as condições tectônicas que as controlam, os enxames de diques são classificados em três tipos: paralelos, pequenos radiais e gigantes radiais. Os enxames de diques paralelos (Fig. 2a) se formam em resposta a um campo tensional regional e podem estar associados com ambientes de margem passiva, ativa, intraplaca e com o desenvolvimento de sistemas de riftes aulacógenos (Hou, 2012). O enxame de diques radiais é desenvolvido em torno dos edifícios vulcânicos, não possuindo relação com as plumas mantélicas (Fig. 2b). Já os grandes enxames de diques radiais ocorrem em processos de instalação de LIPs a partir das plumas mantélicas (Fig. 2c) (Hou, 2011).

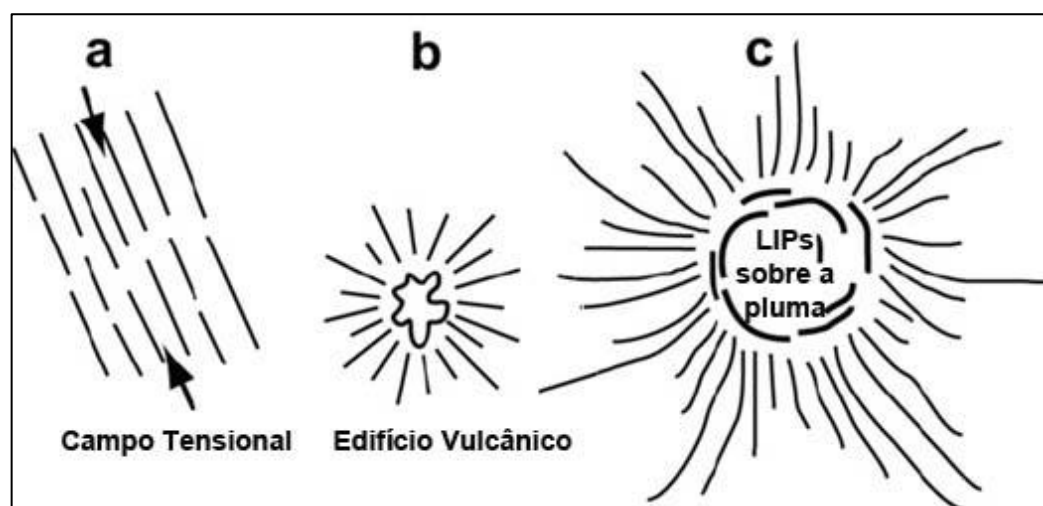


Figura 2 - Representação esquemática dos três principais tipos de enxames de diques (Hou, 2011)

De acordo com McKenzie (1984), diques e enxames de diques representam elementos facilitadores para o transporte do líquido magmático de reservatórios profundos para níveis mais rasos da crosta, esses magmas são gerados no processo de fusão parcial da

crosta continental e/ou do manto superior, em ambientes geológicos favoráveis. Estes corpos encontram-se alocados em falhas e fraturas pré-existentes, as quais desempenham um papel importante na definição da geometria do enxame.

O avanço de um dique ocorre quando um magma está sobre um excesso de pressão forçando a abertura do caminho na crosta através da propagação de uma fratura. Para que esse processo aconteça é necessário que a tensão aplicada na direção perpendicular à direção da fratura seja menor que a pressão do magma. E para que ocorra a abertura de uma fratura, a tensão normal atuante no plano da descontinuidade deve ser obrigatoriamente menor do que a pressão do fluido atuante (Jolly & Sanderson, 1996). Assim em níveis rasos de crosta, as principais orientações de estresse são verticais ou horizontais (Anderson, 1951).

Os diques não rotacionados quando se instalam na crosta formam estruturas que definem imediatamente a orientação do eixo de esforço principal mínimo (σ_3) no início da deformação, onde a sobreposição do magma durante a intrusão pode causar o fraturamento da rocha encaixante e na presença de um esforço tectônico significativo, as fraturas, e portanto os diques tendem a orientar-se de modo perpendicular a σ_3 (Fossen, 2012).

2.2 FORMAS INTRUSIVAS DOS DIQUES

À medida que os diques se deslocam eles sofrem alterações na sua morfologia, decorrente ao controle exercido por alguns fatores como as tensões sofridas nas rochas encaixantes, assim como à pressão do fluido sobre as paredes e a existência ou não de fraturas pré-existentes, além de sofrer algumas variações em função das características das fraturas formadas durante a propagação do dique (Pollard, 1987). Esta geometria dos diques podem fornecer informações mecânicas sobre a formação original das fraturas que hospedam estes diques.

Três tipos de modos de rupturas das fraturas foram descritos por Pollard (1987), em função da variação do eixo de esforço principal mínimo σ_3 (Fig. 3), sendo elas denominadas de: Fratura do Modo Puro I, onde σ_3 apresenta orientação constante, o que resulta em um dique planar e com a trajetória de propagação retilínea; Fratura do Modo Misto I e II, onde ocorre a rotação de σ_3 em torno de um eixo paralelo a direção do dique, gerando assim diques retilíneos; Fratura do Modo Misto I e III, onde acontece a rotação de σ_3 em torno de um eixo perpendicular à direção do dique, produzindo diques com arranjos escalonados.

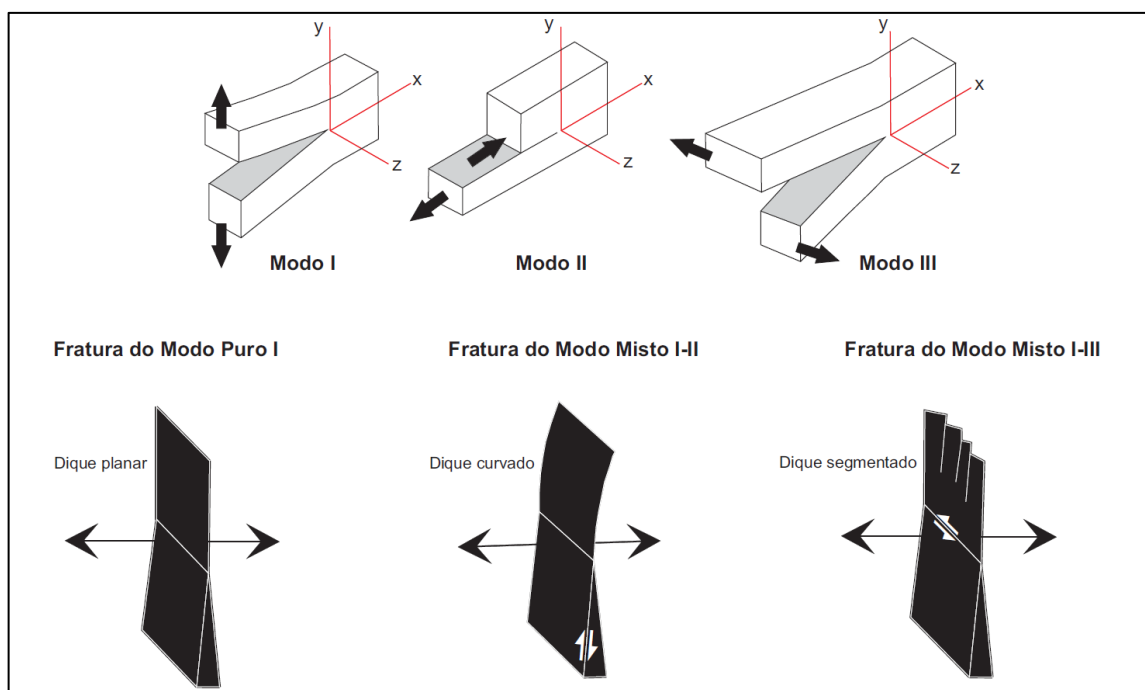


Figura 3 – Modos de faturamento aplicado à diques (Pollard, 1987)

Os diques na sua maioria não possuem a geometria tabular plana com as paredes perfeitamente paralelas, devido o grau de erosão sofrido por eles, a geometria dos diques é uma combinação entre um sistema de fraturas e um campo de estiramento, que ocorre paralelamente a direção do esforço principal mínimo σ_3 (Hoek, 1991).

De acordo com Hoek (1991), podemos classificar a geometria dos diques em quatro modelos principais (Fig. 4): Dique Irregular, Dique Entrelaçado (*Braided*), Dique Escalonado (*En-echelon*) e Dique Zigzag, sendo que os três primeiros são segmentos subparalelos a paralelos, resultante dos produtos do estiramento normal às paredes da fratura, enquanto o tipo zigzag é produto do estiramento oblíquo aos segmentos dos diques e da sua propagação.

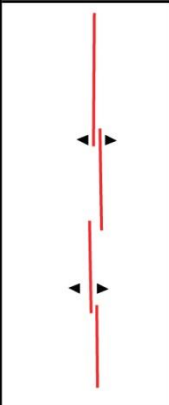
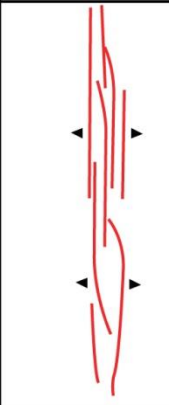

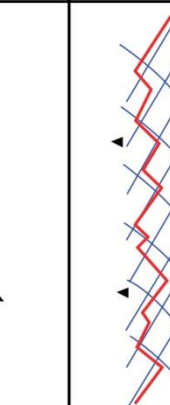
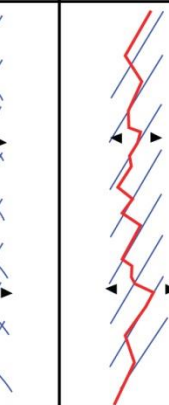
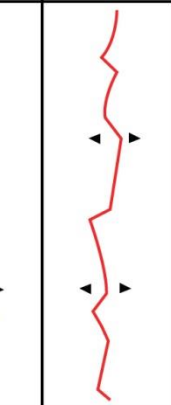
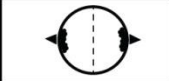
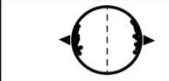



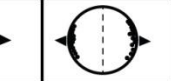




IRREGULAR	ENTRELAÇADO	ESCALONADO	ZIGZAG		
dilatação normal aos segmentos e envelope	dilatação normal aos segmentos e envelope	dilatação normal aos segmentos e oblíquo ao envelope	dilatação oblíqua aos segmentos e normal ao envelope		
			encaixante com 2 conjuntos de elementos planares	encaixante com 1 conjunto de elementos planares	encaixante homogênea
					
					
LEGENDA  fratura  rocha encaixante com estruturas planares pré-existentes  direção da dilatação  projeção estereográfica de pólos para os segmentos com envelope e dilatação					

Figura 4 - Classificação da geometria de diques em fraturas (modificado de Hoek 1991)

2.3 FLUXO MAGMÁTICO EM DIQUES

O percurso do magma desde sua origem até a superfície ocorre ao longo de um caminho considerado como o sistema de injeção do magma, esta trajetória pode ser simples ou complexa e podem ser observadas em campo a depender da profundidade de erosão e das relações entre as rochas ígneas que estão sendo analisadas.

Informações importantes podem ser registradas através das relações de contato entre o corpo intrusivo e as rochas encaixantes, que podem ser contatos irregulares e abruptos, além da relação de contato com outros corpos intrusivos, o que indica a idade relativa com base no secionamento mútuo, e por fim as texturas internas, as quais mostram as relações entre cristais e matriz, que indica as variações de granulação de borda para o centro da intrusão (Jerran, 2014).

Deve-se notar que esses corpos, sejam eles concordantes ou discordantes, a classificação adotada diz respeito somente à forma geométrica do corpo, e não à litologia formadora, além de que normalmente, os corpos intrusivos são mais resistentes à erosão do

que a rocha encaixante, devido a isso estes corpos sobressaem na topografia com respeito à rocha encaixante.

Nesses corpos tabulares de rochas ígneas, a tensão causada entre a interação das bordas de um dique ao introduzir uma rocha encaixante representam o principal mecanismo gerador de características que levam ao reconhecimento das direções do fluxo magmático. Essa interação é marcada por um contraste reológico, estabelecido principalmente pela diferença de temperatura e viscosidade entre o magma e a rocha encaixante. Estas diferenças são notadas na estrutura interna dos diques, devido a diferentes temperaturas entre a borda e o centro do dique, o que influencia no processo de cristalização, onde na borda o processo é mais rápido, devido o contato com a rocha encaixante que é mais fria e rígida, enquanto que no centro o magma flui de forma mais livre pela menor resistência (Corrêa-Gomes *et al.* 2001). Deste modo, os fenômenos sincrônicos à colocação e ao resfriamento do magma estão relacionados com: o campo de tensão interno, que é o resultado da combinação entre a pressão de fluidos, a diferença de densidade entre o magma e a encaixante, além da viscosidade do magma, (Bastos, 2010).

As intrusões rasas antigas, principalmente as do Pré-cambriano, comumente encontram-se parcialmente erodidos, restando apenas o registro marcado por sistemas de condutos e reservatórios, que são principalmente representados por enxames de diques, soleiras e *stocks*. Assim, o estudo dos enxames de diques tem auxiliado no reconhecimento de grandes eventos tectônicos distensivos, estes que podem estar ligadas a rifteamentos continentais e consequentes quebras de supercontinentes e mudanças climáticas (p.ex., Corrêa Gomes e Oliveira, 2000; Ernst *et al.*, 2005; Ernst & Bleeker, 2010; Oliveira, 2011).

Portanto, o estudo de enxames de diques é considerado uma ferramenta importante para o entendimento da dinâmica do magmatismo Pré-cambriano, além de auxiliar nas reconstruções paleocontinentais (Ernst, 2011).

GEOLOGIA REGIONAL

3. GEOLOGIA REGIONAL

O Estado de Sergipe, localizado na região nordeste do Brasil, abrange uma superfície com cerca de 22.000 km². Estando incluso na região de três províncias estruturais definidas por Almeida *et al.* (1977) como Província São Francisco, Província Borborema e a Província Costeira e Margem Continental.

A Província São Francisco corresponde em extensão e limites ao Cráton do São Francisco (Almeida *et al.* 1977). Esta Província congrega um embasamento de idades arqueanas a paleoproterozóica. Seus limites são marcados por faixas de dobramentos estruturadas durante o Ciclo Brasileiro. Esta província é representada pelos terrenos gnáissico-migmatíticos, pertencentes ao embasamento do Cráton do São Francisco.

A Província Borborema foi inicialmente definida por Almeida *et al.* (1977) como uma entidade geotectônica de idade brasileira delimitada pelos Crátons São Francisco e São Luís. Nesta província ocorrem faixas de dobramentos meso a neoproterozóicos, alternadas com terrenos granito-gnáissicos, predominantemente arqueanos a paleoproterozóicos, denominados maciços medianos (Brito Neves, 1975). No estado de Sergipe esta Província é representada pela Faixa de Dobramento Sergipana, a qual é segmentada em seis domínios.

A Província Costeira e a Margem Continental são constituídas pelas bacias sedimentares costeiras mesocenozoica. Os terrenos sedimentares são expressos pela Bacia de Sergipe, Formações Superficiais Terciárias e Quaternárias, além de pequenas porções da Bacia do Tucano a oeste na fronteira com a Bahia.

3.1 O CRÁTON SÃO FRANCISCO

O Cráton São Francisco (CSF) é uma unidade geotectônica arqueana que se consolidou desde os tempos pré-brasileiros do Mesoproterozoico até os tempos brasileiros do Neoproterozoico (Almeida *et al.*, 1977). O CFS apresenta uma forma geométrica de contornos curvos, com uma área de milhares de quilômetros quadrados, que se estende desde o Estado de Minas Gerais (Quadrilátero Ferrífero) em uma porção aflorante estreita e com menor extensão até as margens do médio Rio São Francisco na altura dos municípios de Campo Alegre de Lourdes, Juazeiro e Curaçá, no norte da Bahia, onde a área de ocorrência é uma

faixa relativamente larga, além de se estender em parte dos estados de Sergipe, Pernambuco e Goiás (Almeida, 1993; Barbosa, 1993) (Fig. 5).

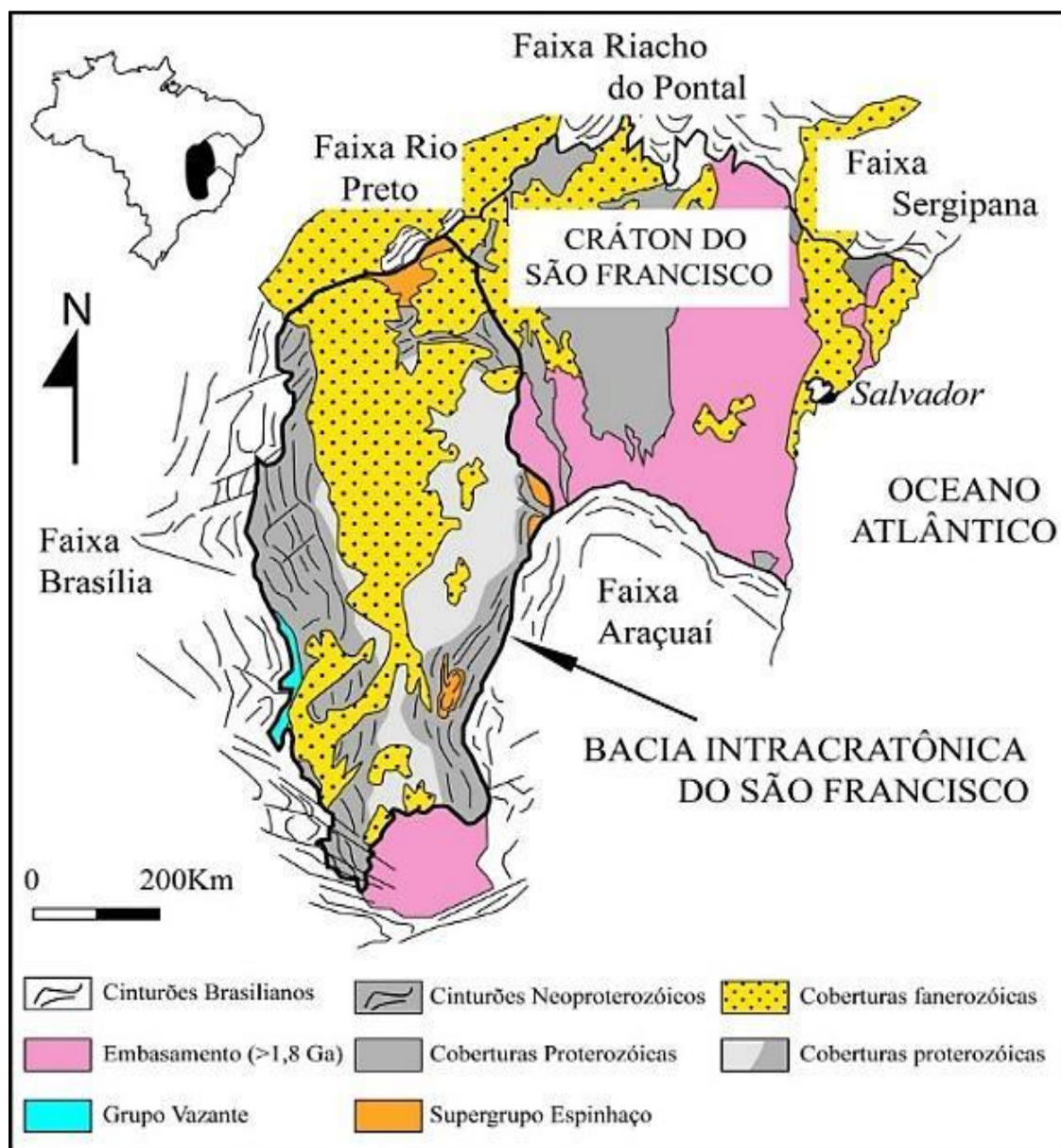


Figura 5- Mapa esquemático da geologia do Cráton do São Francisco mostrando seus limites e a distribuição das principais unidades litoestratigráficas (Alkmim *et al.*, 1993).

Os limites do Cráton São Francisco, na sua porção norte e nordeste, são demarcados pelos cinturões Riacho do Pontal e Sergipano, os quais foram dobrados durante a orogenia Brasileira. Seguindo a orientação norte e sul o Cráton é truncado por um rifte abortado, no qual abriu espaço para a deposição dos protólitos dos Supergrupos Espinhaço e São Francisco (Barbosa, 2003).

O embasamento do Cráton São Francisco é constituído por um complexo arranjo de terrenos metamórficos de alto grau (gnaisses, granitoides e granulitos) de idade arqueana, associações do tipo granito greenstone e cinturões de rochas supracrustais paleoproterozóicas, assim como rochas plutônicas com grande variedade composicional, expostos no extremo sul do Cráton (Cinturão Mineiro) e na porção nordeste, no estado da Bahia (Teixeira *et al.* 2000).

Em pesquisas realizadas sobre o Cráton do São Francisco no território baiano, Barbosa & Sabaté (2002; 2003; 2004), separaram a extensa faixa do embasamento cristalino que se alongam na direção norte-sul em quatro segmentos crustais, denominados de Blocos Gavião, Serrinha, Jequié e o cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá.

O bloco Gavião compreende um segmento do núcleo arqueano “íntacto” do cráton e sua borda retrabalhada engloba as rochas mais antigas, que são TTG’s com idades U-Pb SHRIMP compreendidas entre 3,4 e 3,2 Ga (Barbosa & Sabaté, 2001; 2004). Estas rochas estão equilibradas na fácies anfibolito e as sequências supracrustais metamorfizadas na fácies xisto-verde (Marinho 1991).

Já o Bloco Serrinha é constituído basicamente por ortognaisses migmatizados, rochas supracrustais vulcano-sedimentares e tonalitos arqueanos (Rios, 2002). Foram equilibradas na fácies anfibolito que serviram de embasamento aos greenstones belts paleoproterozóicos do Rio Itapicuru e do Rio Capim, cuja consolidação se deu ao final do ciclo Transamazônico, em cerca de 2,0 Ga (Alkmin, 2004).

Em contra partida, o Bloco Jequié trata-se de uma área de rochas metamórficas diversas, estiradas na direção aproximada norte-sul tendo como formadores principais migmatitos de 3,0-2,9 Ga e granitoides de 2,8-2,7 Ga (Cordani, 1985). Ambos os grupos de litotipos foram intensamente deformados e equilibrados na fácies granulito, durante a colisão paleoproterozóica que consolidou o Cráton do São Francisco.

Por fim, o Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá, segundo Barbosa e Sabaté (2002; 2004), é constituído por tonalitos/trondhjemitos arqueanos (2,6 Ga) e paleoproterozóico (2,1 Ga) e de forma secundária também são encontrados corpos charnockíticos de idades arqueanos, faixas de rochas supracrustais intercaladas, e gabros/basaltos de fundo oceânico e/ou bacias de back-arc de fonte mantélica (Teixeira 1997), além de apresentar intrusões de monzonitos com afinidade shoshonítica (Barbosa 1990). Todos os litotipos foram reequilibrados na fácies granulito após o ciclo tectônico Paleoproterozóico (Barbosa e Sabaté 2002, 2004).

No Paleoproterozóico (em torno de 2,0 Ga) ocorreu a colisão dos quatro blocos: Gavião, Serrinha, Jequié e Itabuna-Salvador-Curaçá, compressionados no sentido NW-SE

(Fig. 6), onde esse evento resultou na formação do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC), (Barbosa e Sabaté 2002; 2004).

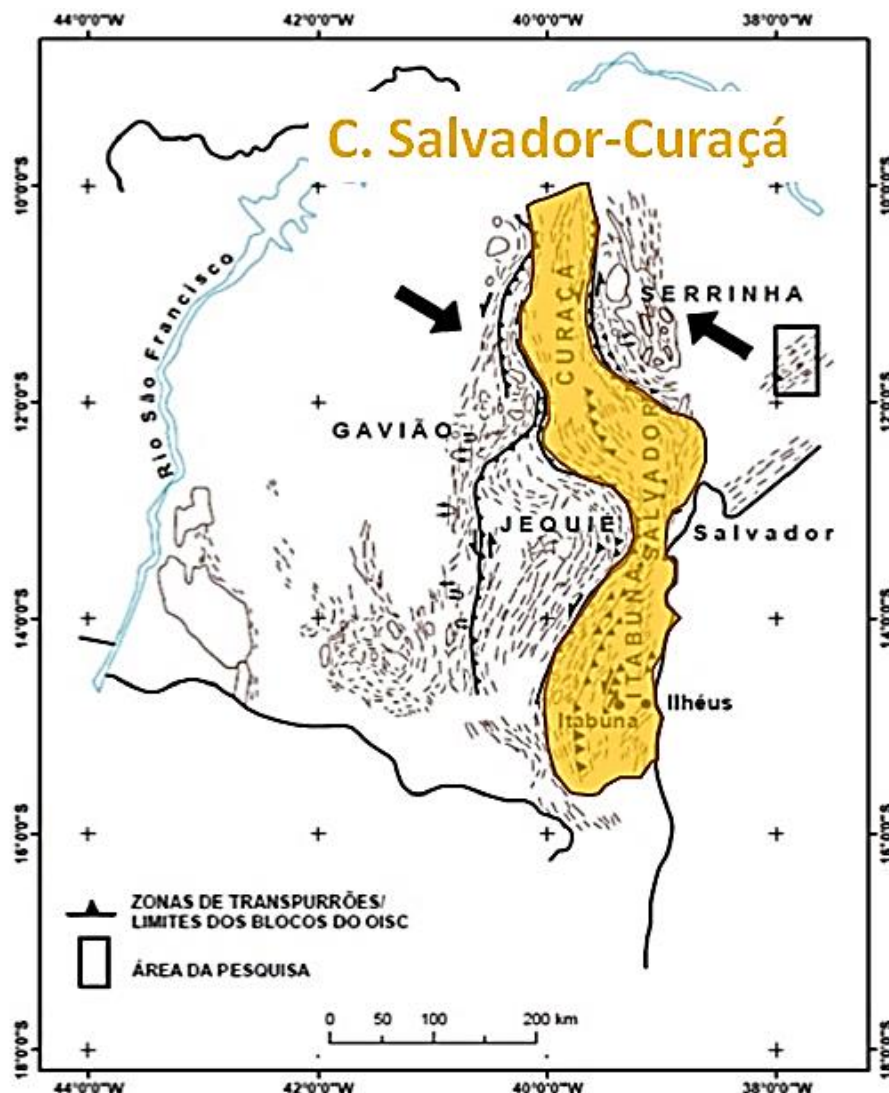


Figura 6 - Disposição dos Blocos arqueanos do Cráton do São Francisco, após a colisão que formou o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá no paleoproterozóico (Barbosa & Sabaté 2002).

O Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá estende-se desde a cidade de Itabuna a sul, até próximo à cidade de Curaçá a norte, sendo que a parte norte divide-se em dois seguimentos: (i) Um que se projeta mais a oeste até o Rio São Francisco, denominado de Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (Santos e Souza 1983); (ii) Já na porção mais a leste foi denominada por Barbosa e Dominguez (1996) de Faixa Salvador-Esplanada que se estende desde Salvador até a região centro sul do estado de Sergipe.

A porção aflorante do Cráton São Francisco no estado de Sergipe possui um embasamento composto por rochas metamórficas de alto a médio grau, de idade paleoproterozóica, representada pelos terrenos gnáissicos-migmatíticos e granulíticos da região de Riachão do Dantas, Boquim, Itabaianinha e Cristinápolis e uma cobertura formada pelos sedimentos pouco deformados da região de Lagarto, Palmares e Tobias Barreto (Santos *et al.*, 1998).

3.1.1 Faixa Salvador-Esplanada (FSE)

A Faixa Salvador – Esplanada é um conjunto de rochas arqueano-paleoproterozóicas ocorrente a partir da margem leste da Bacia Sedimentar Recôncavo-Tucano, com início no município de Salvador, passando por Esplanada e chegando até o Estado de Sergipe (Oliveira, 2014). Nesse Cinturão ocorrem rochas metamórficas de alto grau, incluindo granulitos, que chegam até o município de Boquim, no Estado de Sergipe (Alves, 2013). A Faixa Salvador-Esplanada, em termos de unidades metamórficas maiores, é formada por três faixas. A faixa mais ocidental, reequilibrada na fácies anfibolito, é constituída pelo Complexo Gnáissico-Migmatítico Aporá-Itamira e pela Suíte Granitoide Teotônio-Pela Porco, que se unem, ao norte, numa única unidade, formando o Complexo Gnáissico-Migmatítico Rio Real-Itabaianinha-Riachão do Dantas (CGMRIR). A faixa oriental é constituída de migmatitos e gnaisses granulíticos, reunindo litologias das fácies anfibolito e granulito e a faixa central do cinturão que é constituída na quase totalidade de granulito (Oliveira, 2014).

Este segmento do cinturão está representado litologicamente por uma faixa de rochas metamórficas contendo gnaisses, migmatitos, granitoides e granulitos. Subordinadamente encontram-se enclaves básicos, níveis de kinzingitos, lentes de quartzitos e diques fissurais ácidos a intermediários (Oliveira, 2014). Em sua porção nordeste, o Cinturão Salvador-Esplanada encontra-se coberto pelos depósitos neogénicos da Formação Barreiras e na parte sudoeste pelas rochas sedimentares da Bacia do Recôncavo-Tucano (Alves, 2013).

Além disso, nesta Faixa Salvador-Esplanada foram registrados pelo menos dois eventos deformacionais atribuídos ao Ciclo Transamazônico. Um tangencial em condições de metamorfismo granulítico, e o segundo, de cinemática transcorrente sinistral, que ocasionou o retrometamorfismo às fácies anfibolito até xisto-verde (Santos *et al.*, 1998).

No estado de Sergipe, Santos *et al* (1998) ao elaborar o mapa geológico do estado, denominou os terrenos cristalinos da região centro-sul, dentro do contexto geológico do embasamento gnáissico, sendo descritas e reconhecidas às unidades, caracterizadas como: (i)

Complexo Gnáissico-Migmatítico (APg), (ii) Complexo Granulítico (APgl), (iii) Diques de Arauá. O Complexo Gnáissico-Migmatítico foi subdividido em cinco unidades litológicas com características distintas, sendo denominadas de APg1, APg2, APg3, APg4 e APg5. Já em Oliveira (2014), apresenta uma nomenclatura diferente para essas unidades e de forma mais fácil define os termos APg1, APg3, e APg4 proposto por Santos *et al.* (1998) como uma grande unidade denominada Complexo Gnáissico-Migmatítico Rio Real – Itabaianinha – Riachão do Dantas (CGMRIR). A unidade APg2 ficou definida para este autor como Complexo Gnáissico – Migmatítico Costa Atlântica (CGMCA). O Complexo Granulítico (APgl) passou a ser chamado como Complexo Granulítico Esplanada – Boquim (CGEB) e inclui também a unidade APg5. Para este trabalho foi utilizada a nomenclatura proposta por (Oliveira 2014).

3.1.1.1 Complexo Gnáissico – Migmatítico Rio Real – Itabaianinha – Riachão do Dantas (CGMRIR)

A unidade CGMRIR é representada por uma faixa contínua e bastante extensa de rochas cristalinas, que abrange o setor meridional do estado de Sergipe entre as adjacências da cidade de Rio Real na Bahia e nas proximidades de Riachão do Dantas em Sergipe (Oliveira, 2014). Para Santos, *et al.* (1998), o Complexo Gnáissico-Migmatítico é uma porção do embasamento arqueano correlacionável ao Complexo Santa luz, embasamento gnáissico do Bloco Serrinha. Ainda para o autor, é possível que essas duas unidades compusessem um único bloco cratônico, seccionado durante o Mesozoico, durante a implantação do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá.

Santos *et al.* (1998) observaram que os gnaisses-migmatíticos pertencentes a este complexo afloram na sua maioria no estado de Sergipe, em duas faixas que se afastam divergentes em direção ao norte. Trata-se de uma porção delimitada por falhas e/ou zonas de cisalhamento, onde a leste limita-se com o complexo granulítico e a oeste está em contato com sedimentos neoproterozóicos da Formação Palmares. Sendo composto por um conjunto litológico de gnaisses-migmatíticos representados por biotita ortognaisses de composição granodiorítica-granítica. Além disso, Oliveira (2014) constatou que na porção mais setentrional prevalece à composição granítica em concordância com os termos mais homogêneos, além de salientar a presença de fenocristais deformados e estirados de feldspatos, o que desenvolveu a textura *augen*.

3.1.1.2 Complexo Granulítico Esplanada – Boquim (CGEB)

Dentro do Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim (CSEB), o Complexo Granulítico Esplanada-Boquim (CGEB) ocupa uma área em forma de cunha que se alarga em direção norte desde o município de Esplanada (BA) até a região norte da cidade de Boquim (SE), onde os contatos laterais entre essas unidades são marcados por extensas falhas e/ou zonas de cisalhamento. No fechamento norte, nas proximidades da cidade de Lagarto (SE), o limite também é tectônico, com as formações metassedimentares do Grupo Estância, pertencente à Faixa de Dobramentos Sergipana (Oliveira, 2014).

O CGEB representa uma sequência bimodal ácido-básica reequilibrada na fácies granulito, no qual se concentram as rochas dos tipos ortognaisses enderbíticos, charnoenderbíticos e charnockíticos, gabronoritos foliados, granulitos alumino-magnesianos (kinzingitos), níveis de quartzitos e dacitos/riolitos porfiríticos, esses em forma de diques (Oliveira, 2014, *apud* Santos, 1998; Marinho, *infra*). Além disso, o CGEB apresenta-se com foliação de direção predominante N-S, enquanto que na região onde é registrado ocorrência dos diques de Arauá, estas rochas apresentam-se reorientadas para as direções WNW-ESSE (Santos *et al.* 1998).

3.1.1.3 Diques de Arauá

Os Diques Arauá correspondem um enxame de diques paralelos de geometria irregular e espessuras variáveis que ocorrem ao longo de aproximadamente 50km entre as cidades de Arauá e Indiaroba (Soares, 2016). Silva Filho *et al.* (1977) e Souza *et al.* (1988) descrevem a ocorrência de uma outra faixa dos Diques Arauá, menos expressiva, na região de Riachão do Dantas, com a mesma direção da principal, com diques de composição riolito-dacito-diabásica.

Conforme Liz *et al.* (2017), os Diques Arauá representam as últimas manifestações magmáticas do pós-colisional Orosiriano no extremo nordeste do Cráton São Francisco. Estes diques possuem composições ácidas a intermediárias, e estão posicionados, com direção predominante N20-40W, ao longo da sutura entre os ortognaisses do CGMRIR e os granulitos do CGEB, no Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim. Informações mais detalhadas sobre esta unidade são mostradas abaixo no breve histórico dos diques Arauá.

- **Breve Histórico - Diques Arauá**

Denominado inicialmente de Vulcanismo Arauá por Silva Filho *et.al.* (1977) o enxame de diques de composição ácido-intermediário, com termos básicos e subordinados associados, ocorrem desde o município de Tanque Novo, infletindo-se para sudeste onde desaparece sob os sedimentos terciários na altura da cidade de Arauá. De acordo com o autor o enxame de diques Arauá possui cerca de 50 km de extensão, com espessuras variáveis desde 10 cm até mais de 50 m e apresenta idade Rb-Sr de 1.823 ± 333 Ma, inserindo assim o vulcanismo Arauá no Paleoproterozóico.

Foi sugerido por Brito Neves *et.al.* (1995) que as rochas com idade de 1877 ± 51 Ma pertencentes a este enxame de diques, possam ser representantes do registro da Tafrogênese Estateriana na porção nordeste do Cráton São Francisco.

Posteriormente Santos *et.al.* (1998) definiu que o enxame de diques Arauá possui a direção predominante N60°W, sendo na sua maioria diques riolitos e dacítos, possuindo textura inequigranular com uma matriz afanítica e fenocristais euédricos e subédricos de plagioclásio, k-feldspato e quartzo. Subordinadamente ocorrem diques de basalto/diabásio com raros fenocristais de plagioclásio e amígdalas preenchidas por material carbonático. Mais a norte, na região de Riachão do Dantas, ocorre outra faixa com a mesma direção de diques de composição riolito-dacito-diabásica, embora bem menos expressiva.

Em seguida, através de estudos isotópicos realizados por Del' Rey Silva (2005), em cinco amostras dos diques Arauá, através dos dados de Sm-Nd e U-Pb, obteve a idade de cristalização do dique riolítico pelo método U-Pb em 1.990 ± 27 Ma e idades modelos T_{DM} entre 2,69 Ga e 3,17 Ga.

A ocorrência de traquitos e andesitos foi verificada nos trabalhos de Fontes (2011) e Passos (2012) respectivamente. Onde Fontes (2011) obteve dados litoquímicos das rochas traquíticas do enxame de diques Arauá sugerindo uma afinidade com suítes alcalinas e anorogênicas. Já Passos (2012), demonstrou através dos dados geoquímicos que os diques andesíticos indicam uma relação com fontes relacionadas a arcos vulcânicos, além de apresentar padrões de ETR fracionados, com enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP e não possuir anomalias de Eu.

Oliveira (2014) obteve a idade de cristalização 2015 ± 12 Ma através do método U-Pb em zircão, a qual é a idade mais aceita para o surgimento das primeiras manifestações

magmáticas dos Diques de Arauá, que ocorreram após o pico metamórfico granulítico, relacionados com a colisão dos quatros blocos do Cráton São Francisco (Liz *et.al* 2016).

Nos estudos desenvolvidos por Soares (2015), Liz *et.at.* (2016), Liz *et.at.* (2017) foram reconhecidos três tipos principais de diques: riolitos, metariolitos e intermediários. Os diques metariolíticos são rochas altamente fracionadas de afinidade cálcio-alcalina alto potássio metamorizadas na fácies xisto verde, os diques riolíticos são rochas ácidas com características compatíveis com magmatismo tipo-A, enquanto que os diques intermediários são rochas de afinidade cálcio alcalina médio potássio. Apesar das diferenças geoquímicas expressadas em afinidades e padrões ETR distintos, estas rochas apresentam assinaturas de elementos traços, marcadas por anomalias de Nb, Ta, Ti e Sr, que sugerem fontes relacionadas à subducção Liz *et.at.* (2017).

3.2 FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA

A Faixa de Dobramento Sergipana é uma unidade pertencente à Província Borborema a qual foi estruturada entre o Mesoproterozóico e o Neoproterozóico. Sua formação está relacionada à colisão sofrida durante o Ciclo Brasileiro entre o Cráton do São Francisco, ao sul, e ao Maciço Pernambuco-Alagoas, ao norte (Mascarenhas *et. al.* 1984, Santos & Brito Neves 1984). A faixa possui uma grande variedade de litologias com características e aspectos estruturais distintos que definem os seus terrenos, o que despertou o interesse de estudo de vários pesquisadores nessa região. Estes estudos os levaram a compartimentar a Faixa de Dobramento Sergipana em seis domínios litotectônicos denominados de Domínio Estância, Domínio Vaza - Barris, Domínio Macururé, Domínio Marancó, Domínio Poço Redondo e Domínio Canindé (Sentido Sul para Norte), os quais fazem contatos bem marcados através de falhas de cavalgamento entre si.

Cada compartimento representa diferentes níveis crustais, os quais foram colocados um ao lado do outro pelo soerguimento provocado pela movimentação tectônica, onde podemos constatar que os domínios situados ao norte possuem níveis crustais mais profundos do que os domínios situados ao sul (Fig. 7).

Por tanto, como a área de estudo faz parte do embasamento do Cráton São Francisco, o qual na sua porção aflorante no estado de Sergipe em partes encontra-se recoberto pelos sedimentos do Domínio Estância e em partes pelas Formações Superficiais a seguir será descrito bem sucintamente as características destas formações.

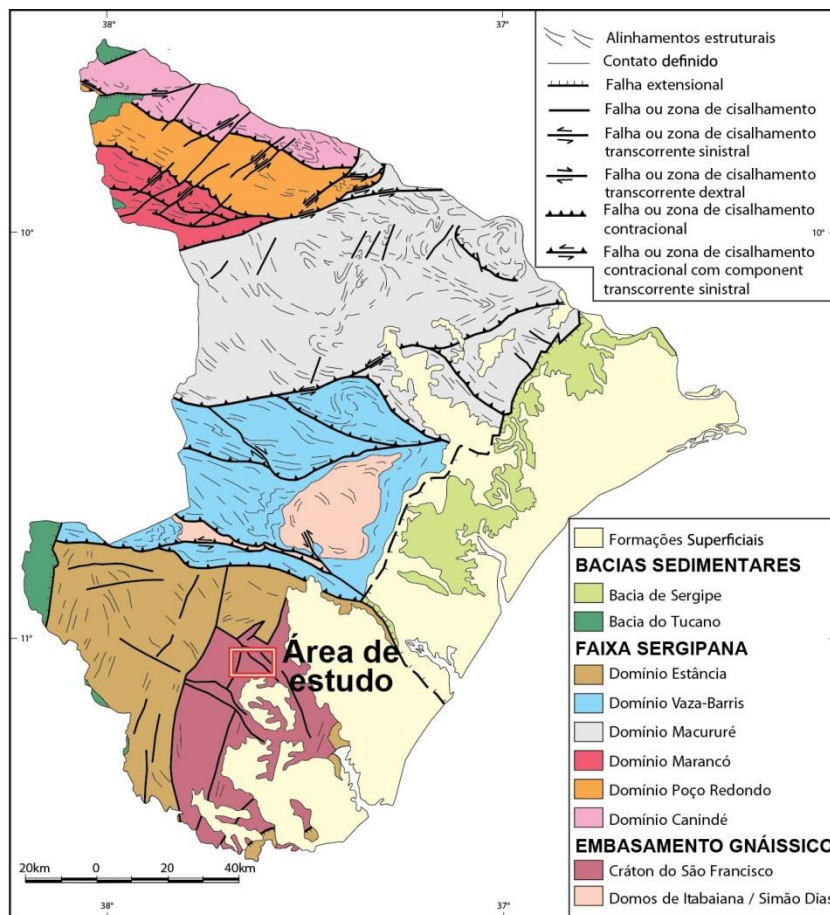


Figura 7 - Domínio tectônico-estratigráfico de Sergipe, modificado de Santos *et al.* (1998)

3.2.1 Domínio Estância

O domínio Estância está localizado ao sul do Estado de Sergipe, na parte meridional da Faixa de Dobramento Sergipana, sendo constituído pelos sedimentos anquimetamórficos do Grupo Estância, os quais foram depositados em não conformidade sobre rochas gnáissicas proveniente do embasamento do cráton do São Francisco. Segundo Santos *et. a.*, (1998), este domínio é composto por sedimentos predominantemente psamíticos, os quais podem ser correlacionados com sedimentos depositados na parte norte da faixa de dobramento. No Domínio Estância também ocorrem sedimentos tardios, os quais foram gerados através do retrabalhamento provocado pela orogenia local. Além disso, o Domínio Estância limita-se com o Domínio Vaza-Barris através da falha do rio Jacaré, a qual é de natureza contracional, de alto ângulo.

O Grupo Estância possui sedimentos fracamente deformados com dobramentos suaves, apresenta-se bastante fraturado e com a preservação das estruturas sedimentares. O

grupo está dividido em três formações denominadas: Formação Acauã, Formação Lagarto e a Formação Palmares.

A Formação Acauã está localizada em áreas restritas ao sudeste de Lagarto, estando acima do embasamento gnáissico, a qual foi gerada por uma discordância, além de fazer contato com os sedimentos sobrejacentes da formação Lagarto. (Santos *et al.* 1998).

Já a Formação Lagarto é constituída por rochas sedimentares com alternância de arenitos finos, argilitos e siltitos laminados que preservam estruturas indicativas de ambiente de planície de maré e de plataforma rasa, além de indicativos de paleocorrentes direcionais a norte (Santos *et al.* 1998).

Por fim, a Formação Palmares, faz contato tectônico com as rochas gnáissicas do embasamento e com os sedimentos da Bacia do Tucano, os quais são delimitados por falhas normais e rochas metassedimentares do Grupo Simão Dias e Vaza Barris, além de fazer contatos gradacionais com o restante das formações do Grupo Estância. Esta formação não possui uma grande variedade litológica, sendo constituída principalmente por grauvas e arenitos finos feldspáticos muito litificados (Santos *et al.* 1998).

3.3 FORMAÇÕES SUPERFICIAIS

Santos *et al.* (1998) define que as formações superficiais cenozoicas que ocorrem no estado abrangem o Grupo Barreiras, as coberturas terció-quaternárias e as coberturas quaternárias. O grupo Barreiras é constituído por sedimentos terrígenos pouco ou não consolidados, de cores variadas e estratificação irregular, normalmente indistinta (Schaller, 1969; Vilas Boas *et al.*, 1996). Enquanto que as coberturas terció-quaternárias são compostas pelos depósitos eluvionares que são constituídos por areias, cascalhos e sedimentos siltico-argilosos e os depósitos coluvionares que são constituídos por areias e cascalhos oriundos da desagregação mecânica de quartzitos. Já as coberturas pleistocênicas englobam os depósitos costeiros quaternários, diferenciados em depósitos de leques aluviais coalescentes, depósitos eólicos continentais e terraços marinhos. Segundo Santos *et al.* (1998) as coberturas holocênicas englobam os depósitos quaternários diferenciados em depósitos fluviolagunares, terraços marinhos, depósitos eólicos litorâneos e depósitos de pântanos e mangues, onde esses depósitos são correlativos de duas fases de avanço e regressão do mar que ocorreram durante o Cenozoico por toda faixa leste do Brasil.

GEOLOGIA LOCAL

4. GEOLOGIA LOCAL

Neste trabalho foi estudado o enxame de diques do segmento nordeste dos Diques Arauá, que afloram entre os municípios Riachão do Dantas e Boquim (SE). Nesta área as rochas encaixantes são representadas pelos ortognaisses do Complexo Gnáissico Migmatítico Rio Real – Itabaianinha – Riachão do Dantas e os granulitos do Complexo Granulítico Esplanada – Boquim. Nesta região ocorre um fraturamento extensional com direção N30-50W que controlou a colocação desses diques. Por vezes, observam-se falhas transcorrentes sinistrais (N10-20E) que deslocam lateralmente essas fraturas e localmente os diques.

Na área de estudo, o segmento nordeste dos Diques Arauá compreende seis diques paralelos, que se mostram como pequenos e descontínuos afloramentos de blocos alinhados, e por vezes blocos soltos, com formas irregulares e espessura variando de 10 cm a 10 m, com uma extensão média de 8 km e direção N30-50W (Fig. 8).

Em campo, as rochas dos diques foram classificadas macroscopicamente em três tipos principais: riolito, andesito e microgabro. Os riolitos compreendem 4 diques, enquanto que o andesito e o microgabro ocorrem em apenas um dique cada.

Os diques riolíticos são formados por rochas de coloração cinza clara a cinza escura, com textura porfirítica definida por pórfiros de plagioclásio, K-feldspato e quartzo com dimensões inferiores a 0,5cm, imersos em uma matriz afanítica que perfaz >85% da rocha (Fig.9). Em geral os pórfiros são anédricos e nota-se a presença esparsa de vesículas com dimensões <0,2cm.

O dique andesítico possui coloração cinza escura, com textura porfirítica marcada por cerca de 10% de fenocristais de plagioclásio, com hábito ripidiforme e dimensões que não ultrapassam 0,2cm, imersos em uma matriz afanítica com presença de magmatismo. Nesta rocha é comum a presença de vesículas e amígdalas, sendo estas, por vezes, preenchidas por clorita e pirita (Fig. 10).

O dique de microgabro possui coloração preta, é predominantemente afanítico, com localizados fenocristais de plagioclásio de hábito acicular (Fig. 11), com presença de amígdalas cerca de 5% (<0,1cm).

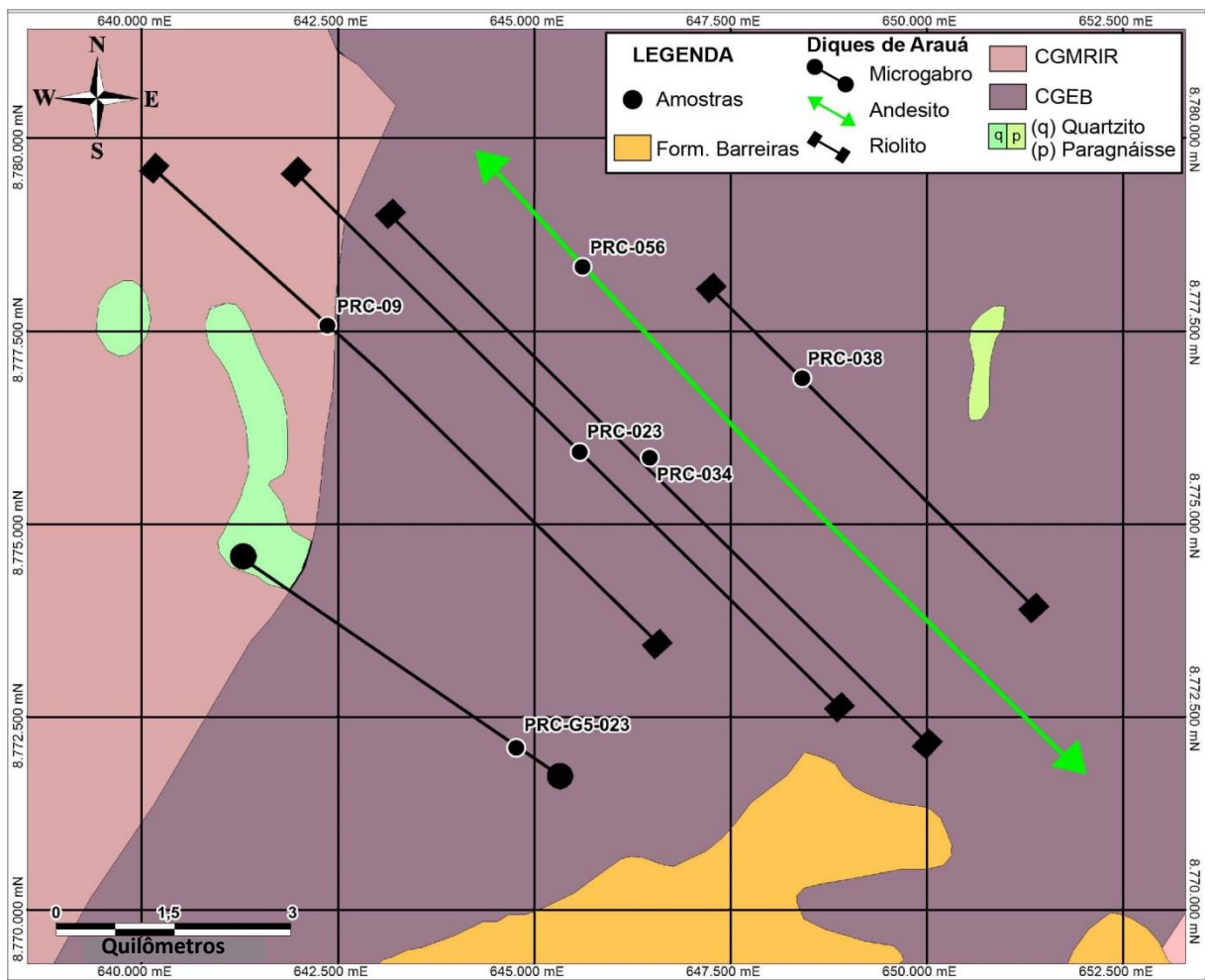


Figura 8 – Mapa da geologia local do *segmento* NE dos Diques Araúá. Pontos dos diques estudados: PRC-09, PRC-023, PRC-034, PRC-038, PRC-056 e PRC-G5-023. Os diques estão encaixados nas rochas pertencentes ao CGMRIR – Complexo Gnáissico Migmatítico Rio Real-Itabaianinha-Riachão do Dantas e ao CGEB – Complexo Granulítico Esplanada-Boquim.



Figura 9 – Amostra do dique riolítico com fenocristais de quartzo.



Figura 10 – Amostra do dique de andesito com fenocristais de plagioclásio envolvidos por matriz afanítica.



Figura 11 – Amostra de microgabro com fenocristais de plagioclásio ripidiformes.

PETROGRAFIA

5. PETROGRAFIA

Nesta etapa do trabalho foi realizado o estudo petrográfico de cinco lâminas delgadas representativas das rochas dos Diques de Arauá, sendo três delas dos diques riolíticos, uma do dique andesítico, e uma do dique microgabroico (Tabela 3).

Neste estudo foram descritos os minerais e as principais características destas rochas, com a finalidade de auxiliar na identificação da composição mineralógica e das diferentes texturas.

Por se tratar de rochas subvulcânicas dominadas por matriz afanítica, as rochas foram classificadas com base nos sistemas de classificação química TAS (Le Bas *et al.*, 1986) e Nb/Y-Zr/Ti (Pearce, 1996). O detalhamento das classificações químicas está descrito no capítulo 6 - Geoquímica.

Os dados obtidos neste estudo petrográfico serão apresentados a seguir.

Tabela 3 – Relação das amostras descritas na petrografia.

UNIDADE	ROCHA	AMOSTRA
Diques de Arauá Segmento NE	Riolito	PRC_09
		PRC_023
		PRC_038
	Microgabro	PRC_G5_023
	Andesito	PRC_056

5.1 DIQUES RIOLÍTICOS

Os diques riolíticos encontrados na área de estudo apresentam de maneira geral, granulação muito fina, estrutura isotrópica e textura porfirítica, marcada por fenocristais de quartzo, k-feldspato e plagioclásio, acompanhados pelos varietais biotita e anfibólio, e por minerais opacos. Clorita e epidoto são observados como minerais de alteração. A matriz é predominantemente hemicristalina e perfaz cerca de 60% a 80% das rochas (Figs. 12a, b), sendo composta essencialmente por micrólitos e cristalitos de quartzo, feldspato alcalino,

plagioclásio e, por vezes, minerais opacos e biotita. Texturas de desequilíbrio são representadas pelo arredondamento dos grãos de quartzo e pelas bordas de reação dos fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino.

PLAGIOCLÁSIO – Os cristais de plagioclásio ocorrem como fenocristais subédricos a anédricos, com tamanhos variando de 0,05 a 0,2 mm e predominância de cristais de 0,09 mm (Fig.12a). Em sua maioria, os cristais apresentam a geminação seguindo as leis da Albita e Albita-Calsbard. Os fenocristais fazem contatos curvos e irregulares com o feldspato alcalino e o quartzo, e contatos retos com a matriz.

QUARTZO – O quartzo é observado como fenocristais subédricos a anédricos de forma arredondada, com tamanhos que variam de 0,01 a 0,3 mm, sendo mais frequente com 0,15 mm. Seus contatos são curvos e retos com os cristais de anfibólio, clorita e com os demais cristais de quartzo, além de contatos curvos e irregulares com os outros minerais pertencentes à matriz (Fig.12b).

FELDSPATO ALCALINO – Os cristais de feldspato alcalino são observados como fenocristais de forma que variam na sua maioria de subédricos a anédricos e, por vezes, aparecem de forma euédricos, com tamanhos variando de 0,05 a 0,3 mm e predominância de cristais de 0,12 mm. Os cristais de forma euédrica fazem contatos retos com os demais minerais, já os cristais subédricos e anédricos fazem contatos curvos e suturados com o plagioclásio, além de contatos irregulares com os outros minerais pertencentes à matriz.

BIOTITA – Os cristais de biotita apresentam coloração marrom e pleocroísmo variando do marrom claro ao marrom esverdeado. Os cristais ocorrem de forma subédrica a anédrica, com tamanhos variando de 0,02 a 0,15 mm, onde predomina os indivíduos com tamanho de 0,06 mm. Esta fase faz contatos curvos com o quartzo e contatos irregulares a suturados com o anfibólio e com os demais minerais presentes na matriz. Em algumas amostras foi possível observar que a ocorrência da biotita está quase sempre associada aos cristais do anfibólio e com transformações parciais para clorita.

ANFIBÓLIO – Os cristais de anfibólio apresentam coloração verde amarronzado e pleocroísmo variando de verde escuro a verde amarronzado. Seus cristais ocorrem de forma

subédrica a anédrica com tamanhos variando de 0,03 a 0,12 mm e predominância de cristais com tamanho de 0,07 mm. Estes fazem contatos retos com o quartzo, minerais opacos e biotita, bem como contatos curvos e irregulares com os demais minerais pertencentes à matriz. Por vezes, em algumas amostras estes cristais mostram bastantes sinais de alterações, principalmente nas suas bordas, onde estão sofrendo o processo de cloritização.

CLORITA – Os cristais de clorita apresentam coloração verde, com tamanhos que variam de 0,02 a 0,13 mm, com predominância de cristais com tamanho de 0,05 mm. Estes ocorrem de forma subédrica a anédrica, e por vezes de forma euédrica, como produto de alteração de anfibólio e biotita. Por vezes é possível observar transformações pseudomórficas dos grãos de anfibólio para esta fase mineral.

EPÍDOTO – Os cristais de epídoto apresentam coloração verde pálido com pleocroísmo que variam de verde pálido a incolor, possuem tamanhos variando de 0,02 a 0,08mm, com predominância de indivíduos de 0,04 mm. Os cristais ocorrem de forma subédrica a anédrica e fazem contatos retos com a clorita e o quartzo, bem como contatos curvos e irregulares com os demais minerais pertencentes à matriz. Observa-se que a ocorrência do epídoto na maioria das vezes está associada à clorita como produto de alteração da mineralogia máfica.

MINERAIS OPACOS – Os minerais opacos apresentam formas que variam de euédrica a anédrica, com tamanhos variando de 0,04 a 0,16 mm e predominância de cristais com tamanho de 0,08 mm. Estes fazem contatos retos com a clorita, o anfibólio e o quartzo, além de contatos curvos e irregulares com os demais minerais presentes na matriz. Em todas as amostras notou-se que uma parte dos cristais ocorre com um arranjo cristalino de forma cúbica, o que sugere a ocorrência da pirita, a qual foi identificada em amostras no campo.

MATRIZ – A matriz hemicristalina dos diques riolíticos perfaz cerca de 60% a 80% do volume das amostras. Sendo composta essencialmente por micrólitos e cristalitos de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e, por vezes, apresentam os minerais opacos, a biotita de forma disseminada e ocasionalmente a ocorrência do epídoto.

Os micrólitos de quartzo ocorrem de forma anédrica, com tamanhos variando de 0,02 a 0,15 mm, predominando aqueles indivíduos com 0,05 mm, que fazem contatos curvos e irregulares com os demais cristais. Os micrólitos de feldspato alcalino mostram-se de forma anédrica

com tamanhos não superiores a 0,03 mm, que fazem contatos irregulares com os outros cristais. Os micrólitos de plagioclásio exibem a forma anédrica e por vezes ripidiforme com tamanhos variando de 0,01 a 0,18 mm, com predominância de indivíduos com 0,03 mm. Os cristais de plagioclásio apresentam geminação que seguem as leis da Albita e Albita-Calsbard e fazem contatos retos entre os ripidiforme e os demais minerais, além de contatos curvos e irregulares entre os cristais anédricos com os outros cristais. Os micrólitos de minerais opacos mostram-se de forma euédrica a subédrica, com tamanhos não superiores a 0,05 mm, que fazem contatos retos e curvos com os demais cristais da matriz. Nota-se que em algumas amostras os cristais euédricos que possivelmente são pirita, perfazem cerca de 20% da matriz. Os micrólitos de biotita exibem a forma anédrica e encontram-se disseminados na matriz, com tamanhos variando de 0,01 a 0,04 mm, estes fazem contatos curvo e bastante irregular com a maior parte dos outros minerais pertencente à matriz. Além disso, observa-se que uma parte destes cristais apresentam muitos sinais de alteração, principalmente nas suas bordas. Os micrólitos de epídoto ocorrem com pouca frequência dentro da matriz, onde em uma das amostras observou-se pequenos cristais de epídoto com forma anédrica e tamanhos não superiores a 0,03 mm, que fazem contatos curvos a irregulares com os demais minerais pertencentes à matriz.

5.2 DIQUE ANDESÍTICO

A rocha do dique andesítico, sob análise petrográfica, é constituída por fenocristais de plagioclásio e vesículas envolvidas por uma matriz hemicristalina rica em micrólitos e cristalitos de plagioclásio e minerais opacos. Destaca-se as feições de devitrificação evidenciadas por esferulitos radiais a semi-radiais, marcados por cristais aciculares de plagioclásio e opacos (Fig. 12C). Alterações hidrotermais são evidenciadas pela presença de epídoto substituindo parcialmente cristais de plagioclásio.

PLAGIOCLÁSIO – Os cristais ripidiformes de plagioclásio são os principais minerais constituinte desta rocha, ocorrem com tamanhos variando de 0,1 a 1,2 mm, com predominância de indivíduos de 0,4 mm (Figs.12 c, d), estes fazem contatos retos com os minerais opacos e o epídoto. Por vezes alguns desses cristais mostram-se com marcas de alteração para o epídoto e com geminação seguindo as leis da Albita e Albita Calsbard.

MINERAIS OPACOS – Os minerais opacos ocorrem por toda a lâmina, possuem formas aciculares com dimensões que variam de 0,1 a 0,4 mm e fazem contatos retos com o plagioclásio.

AMÍGDALAS – As amígdalas ocorrem por toda a lâmina com formas circulares a elípticas, preenchidas por calcita e clorita. A calcita comumente ocupa o centro das amígdalas e possuem dimensões que variam de 0,9 a 3,0 mm, que são circundadas por clorita com dimensões que variam de 0,5 a 1,3 mm (Fig.12d).

EPÍDOTO – Os cristais de epídoto apresentam coloração verde pálido e forma subédrica, com dimensões que variam de 0,7 a 0,12 mm e fazem contatos curvos com o plagioclásio, estes se mostram como resultado do processo de epidotização sofrida pelos cristais de plagioclásio.

MATRIZ – Na matriz a textura intersertal é destacada pelo intercrescimento de micrólitos e cristalitos aciculares de minerais opacos e plagioclásio com interstícios preenchidos por vidro amarronzado. Nesta as feições de devitrificação marcadas por esferulitos são bem evidentes (Figs. 12 c, d).

5.3 DIQUE MICROGABRÓICO

A amostra apresenta estrutura isotrópica de coloração cinza escura, com a granulometria muito fina e textura porfírica. Constituída essencialmente por cristais de plagioclásio, clinopiroxênio, com localizados cristais de sanidina, minerais opacos e por vezes anfibólio. Destacam-se as texturas intersertal e intergranular, típicas de rochas hipoabissais (Figs. 12 e, f).

PLAGIOCLÁSIO – Ocorre como o principal mineral constituinte desta rocha que perfaz cerca de 80% da amostra. Estes são cristais com tamanhos que variam de 0,1 a 2 mm, com forma euédrica a subédrica, que fazem contatos retos com outros cristais de plagioclásio e contatos curvos e irregulares com os demais cristais da lâmina. Apresentam geminações seguindo as leis da Albita e Albita-Calsbard, além de marcas de alteração para a clorita (Figs.

12 e, f). Observa-se que alguns cristais de plagioclásio exibem texturas de desequilíbrio tipo peneira (Fig. 12 e, f).

CLINOPIROXÊNIO - Ocorre como fenocristais subédricos a anédricos, com bordas arredondadas. Os grãos possuem dimensões da ordem de 0,1 mm até 0,7 mm, e, por vezes, apresentam a textura subofítica, definida pela inclusão parcial de plagioclásio. Nas bordas deste mineral é comum observar transformações para anfibólio e alterações para clorita (Fig. 12e).

SANIDINA – Mostram-se como cristais de crescimento entre os minerais de plagioclásio, que exibem tamanhos variando de 0,2 a 0,9 mm e forma subédrica a anédrica, estes fazem contatos retos com o plagioclásio e contatos curvos a irregular com os demais minerais (Fig. 12e).

MINERAIS OPACOS – Os cristais de minerais opacos ocorrem com bastante frequência em toda a lâmina, são pequenos cristais de forma euédrica a anédrica, com dimensões que variam de 0,04 a 1,0 mm e fazem contatos retos com o plagioclásio e o clinopiroxênio, bem como, contatos irregulares com os demais minerais da lâmina (Fig. 12e). Os cristais de forma euédrica apresenta um arranjo cristalino cúbico, o que indica que seja a ocorrência da pirita.

ANFIBÓLIO – Os cristais de anfibólio apresenta coloração verde amarronzada, com formas subédrica a anédrica e tamanhos que variam de 0,5 a 1,2 mm, que fazem contatos retos com o plagioclásio e contatos irregulares com os demais minerais. Observa-se que estes cristais estão sempre localizados nos interstícios dos cristais de plagioclásio ou nas bordas do clinopiroxênio.

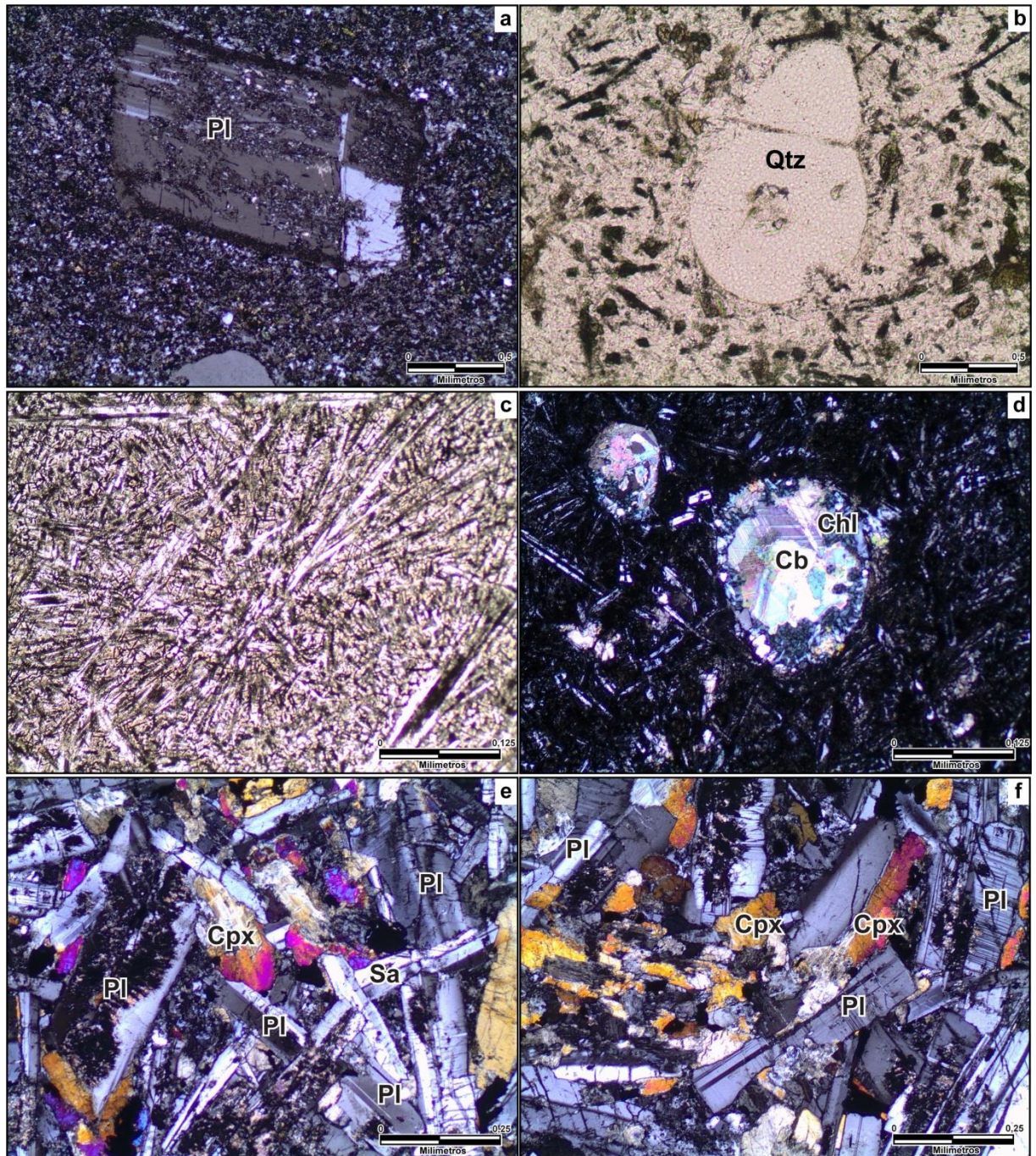


Figura 12 - Feições petrográficas dos diques estudados. Diques riolíticos: (a) cristal de plagioclásio (plg) com bordas levemente arredondadas imerso em matriz hemicristalina (luz polarizada), (b) cristal de quartzo arredondado imerso em matriz hemicristalina (luz natural); Dique Andesítico (c) Detalhe da matriz evidenciando a devitrificação marcada por esferulitos radiais definidos por agulhas de minerais opacos e cristais de plagioclásio ripidiformes (luz natural), (d) Amídalas preenchidas por calcita (Cb) envolvidas por clorita (Chl) imersas em matriz hemicristalina (luz polarizada); Dique Microgabroico: (e) Visão geral da rocha, destacando a textura intergranular definida por cristais de plagioclásio (Pl), clinopiroxênio (Cpx), sanidina (As) e minerais opacos (Op) (luz polarizada); (f) Visão geral destacando os intercrescimentos de clinopiroxênio (Cpx) e plagioclásio (Pl) (luz polarizada).

GEOQUÍMICA

6. GEOQUÍMICA

Neste capítulo serão apresentados os resultados das análises para elementos maiores, traços e ETR das rochas dos diques estudados, com a finalidade de classificar e caracterizar essas rochas com base na geoquímica. Nesse estudo foram analisadas 6 amostras representativas das rochas dos diques da área de estudo, sendo 4 delas dos diques Riolíuticos, uma do dique andesítico e uma do dique de microgabro. Os dados analisados dos elementos maiores, traços e ETR destas amostras estão listados na tabela 4.

6.1 NOMENCLATURA DOS DIQUES

Na classificação das rochas dos diques estudados, inicialmente foi utilizado o diagrama TAS de Le Bas *et.al.* (1986), que é baseado nos conteúdos de K_2O+Na_2O versus SiO_2 . Nesse, as rochas dos diques ocuparam os campos de andesito basáltico, andesito, dacito e riolito (Fig. 13). Porém, devido às evidências de devitrificação, indicado pela presença de esferulitos, e de hidrotermalismo, apontado pela paragênese clorita+epidoto±sericita, que podem causar a mobilização de elementos maiores, principalmente álcalis, optou-se pela classificação baseada no diagrama Nb/Y-Zr/Ti (Pearce, 1996), que utiliza apenas elementos imóveis (Fig. 14).

Neste diagrama o dique de microgabro ocupou o campo do basalto, o dique de andesito se posicionou na linha entre o campo de basaltos e o campo de andesitos e andesitos basálticos, enquanto que os diques riolíuticos ocuparam o campo de riolitos alcalinos (Fig. 14). No caso do microgabro, optou-se por este nome ao invés de basalto, pois se refere a uma rocha hipabissal.

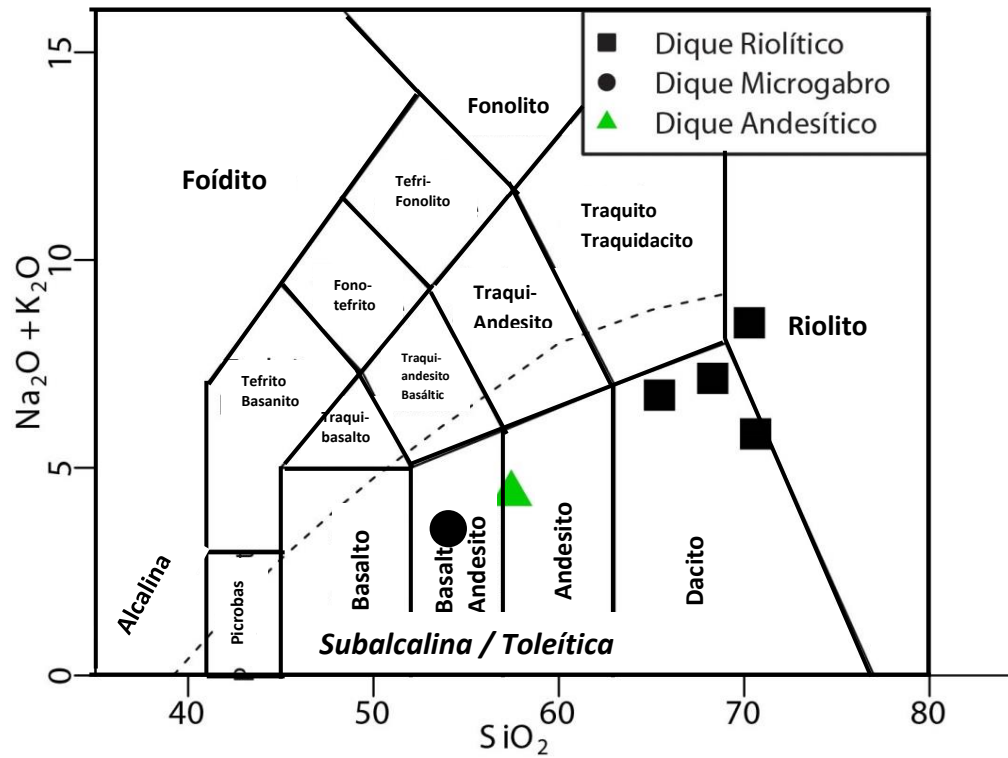


Figura 13 - Diagrama de classificação química TAS (Le Bas *et. al.* 1986).

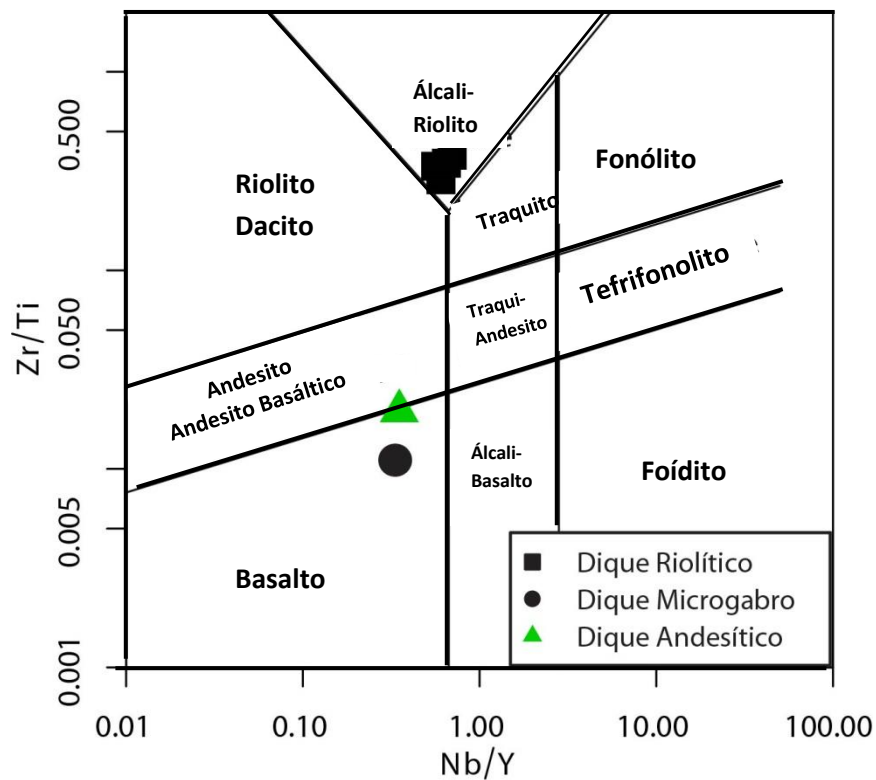


Figura 14 - Diagrama Nb/Y versus Zr/Ti (Pearce, 1996).

6.2 ELEMENTOS MAIORES

As rochas do segmento NE dos Diques de Arauá apresentam teores de SiO_2 que variam de 53,98% até 70,17%. As amostras dos diques riolíticos apresentam teores de SiO_2 entre 63,88% e 70,17%, enquanto que os conteúdos 53,98% e 56,87% representam os diques de microgabro e andesito, respectivamente.

O padrão de distribuição dos elementos maiores *versus* SiO_2 dos diques riolíticos sugere um decréscimo dos conteúdos de Al_2O_3 , CaO , K_2O , Fe_2O_3 e TiO_2 , acompanhado por um aumento relativo nos conteúdos de Na_2O , enquanto que o MgO apresenta um padrão mais planar e o P_2O_5 apresenta um padrão de dispersão (Fig. 15). Estes padrões sugerem o fracionamento de plagioclásio cálcico, feldspato potássico e óxidos de ferro e titânio, acompanhados pelo fracionamento moderado de minerais máficos com o aumento da diferenciação, porém os processos hidrotermais e de devitrificação, observados na microscopia dessas amostras, podem ter modificado esses padrões. Nos diques máficos (microgabro e andesito) esses padrões não puderam ser avaliados devido à ausência de um número maior de análises químicas. No entanto, como esperado para rochas menos evoluídas, os diques máficos apresentam maiores concentrações de elementos maiores, com exceção de K_2O e SiO_2 , que os diques de riolito.

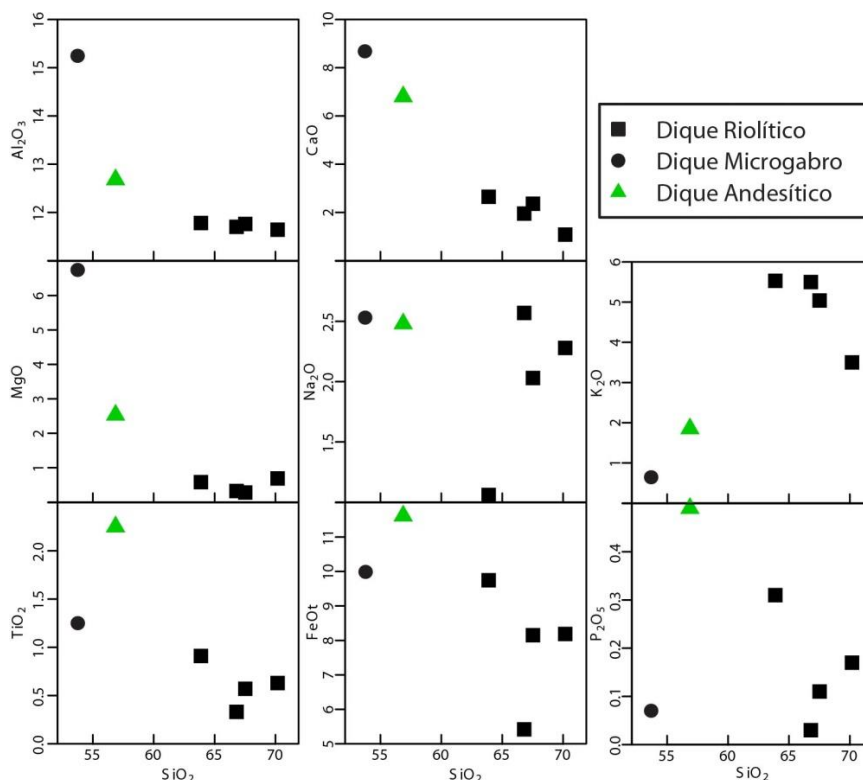


Figura 15 - Diagramas binários de variação (Harker) dos elementos maiores dos Diques Arauá. Valores em percentagem de peso.

6.3 ELEMENTOS-TRAÇO

O estudo dos elementos-traço é uma importante ferramenta utilizada na investigação da petrogênese de rochas ígneas. Apesar de sua pequena concentração nas rochas (sendo inferiores a 1%), esses elementos são sensíveis aos processos formadores de rocha, como a fusão parcial, a cristalização fracionada e a mistura de magmas. Permitindo assim, o entendimento dos processos petrológicos que não poderiam ser explicados a partir da química dos elementos maiores.

Os elementos-traço de grande raio iônico (LILE) dos diques riolíticos, na sua maioria apresentam amplas variações entre as amostras, o que ocasionam padrões de dispersão em relação ao índice de diferenciação (SiO_2), representados pelos elementos Ba (457 ppm a 2603 ppm), Rb (95,6 ppm a 228,7 ppm) e Cs (0,14 ppm a 1,86 ppm). Por sua vez, o Sr com teores variando de 104 ppm a 297 ppm, atribuem a um padrão de elemento compatível, o qual pode estar associado ao fracionamento do plagioclásio (Fig. 16).

O dique microgabróico apresenta baixo teor de Ba (241 ppm), enquanto que o dique andesítico apresenta teor elevado (1358 ppm), semelhante aos dos diques riolíticos. Ambos os diques máficos (microgabróico e andesítico) apresentam menores concentrações de Rb (38,2 ppm e 40 ppm), maiores teores de Sr (375 ppm e 515 ppm) e proporções semelhantes de Cs (1,13 ppm e 0,73 ppm) quando comparados aos dos diques riolíticos. Essas diferenças dos conteúdos de LILE, em parte, são explicadas pela maior porcentagem de plagioclásio e menor porcentagem de feldspato alcalino nos diques máficos que nos diques riolíticos, além dos reflexos da afinidade geoquímica.

Os elementos-traço de alto potencial iônico (HFSE), representados por Nb, Ta, Hf, Zr, Th e U, dos diques riolíticos apresentaram uma dispersão em relação ao índice de diferenciação, o que dificulta a interpretação evolutiva. No entanto, é possível observar que os diques riolíticos apresentam-se em média 13 a >100 vezes mais enriquecidos em HFSE que o dique microgabróico, e de 4 a 8 vezes em relação ao dique andesítico, o que reflete o comportamento, comumente, incompatível desses elementos com a evolução magmática, aliado a diferença nas afinidades geoquímicas.

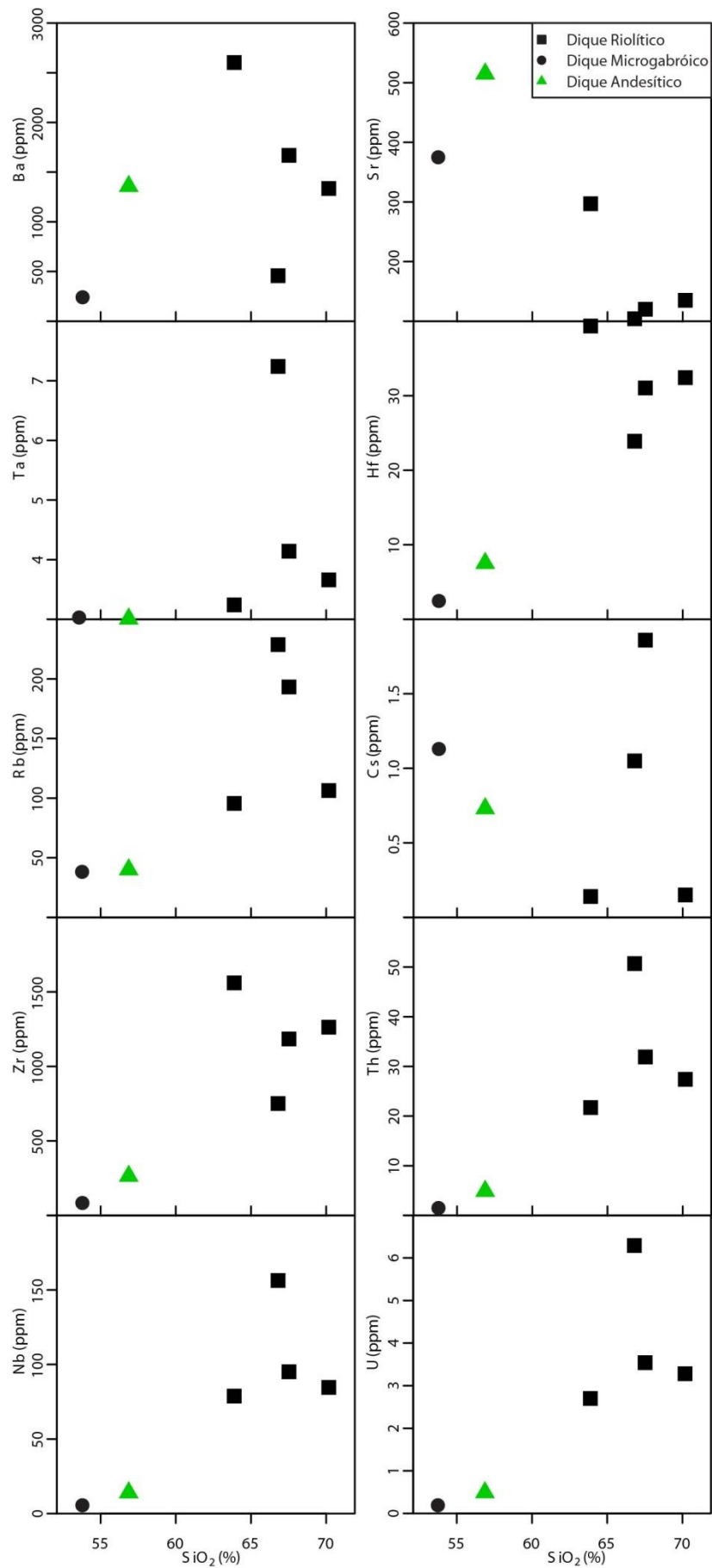


Figura 16 - Diagramas binários de variação de elementos-traço (ppm) *versus* SiO_2 .

6.4 ELEMENTOS TERRAS RARAS

Com o objetivo de verificar o comportamento dos Elementos Terras Raras (ETR) das amostras dos diques riolíticos, metagabroico e andesítico, o conteúdo desses elementos foram normalizados pelo padrão Condritico C1 de Boyntom (1984) (Tabela 4). Analisando o espectro do diagrama ETR das amostras estudadas, nota-se que as rochas dos três tipos de diques apresentam comportamento geoquímico distinto, porém é observado um padrão de enriquecimento dos elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP) presente em todos os diques (Fig. 17).

Os diques riolíticos apresentam as maiores concentrações de ETR ($\Sigma\text{ETR} = 893,38 - 1.987,39$ ppm), com enriquecimento moderado a alto de ETRL em relação aos ETRP ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 9,32 - 13,74$). Estas rochas exibem um moderado fracionamento de ETRL ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 3,63 - 4,48$), baixo fracionamento de ETRP ($\text{Eu}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 0,50 - 1,29$), além de moderadas anomalias negativas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,21 - 0,60$) (Fig. 17). As anomalias de Eu sugerem que houve o fracionamento de plagioclásio no magma que gerou os riolitos.

A menor concentração de ETR ($\Sigma\text{ETR} = 66,06$) ocorre no microgabro. Esta rocha apresenta um padrão de distribuição de ETR menos inclinado que os dos demais diques, refletindo menores enriquecimentos de ETRL em relação à ETRP ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 7,8$). Nesta observa-se um moderado fracionamento de ETRL, acompanhado por um moderado fracionamento de ETRP ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 3,08$; $\text{Eu}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 2,36$), e ausência de anomalia negativa de Eu (Fig. 17).

O dique andesítico apresenta uma concentração de ETR ($\Sigma\text{ETR} = 300,54$) maior que a do microgabro, porém bem inferior a dos diques riolíticos. O padrão de inclinação dos ETR é similar aos dos diques riolíticos ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 11,82$), com fracionamento de ETRL moderado, seguido por um moderado fracionamento de ETRP ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 3,45$, $\text{Eu}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 2,39$), e com ausência de anomalia negativa de Eu (Fig. 17).

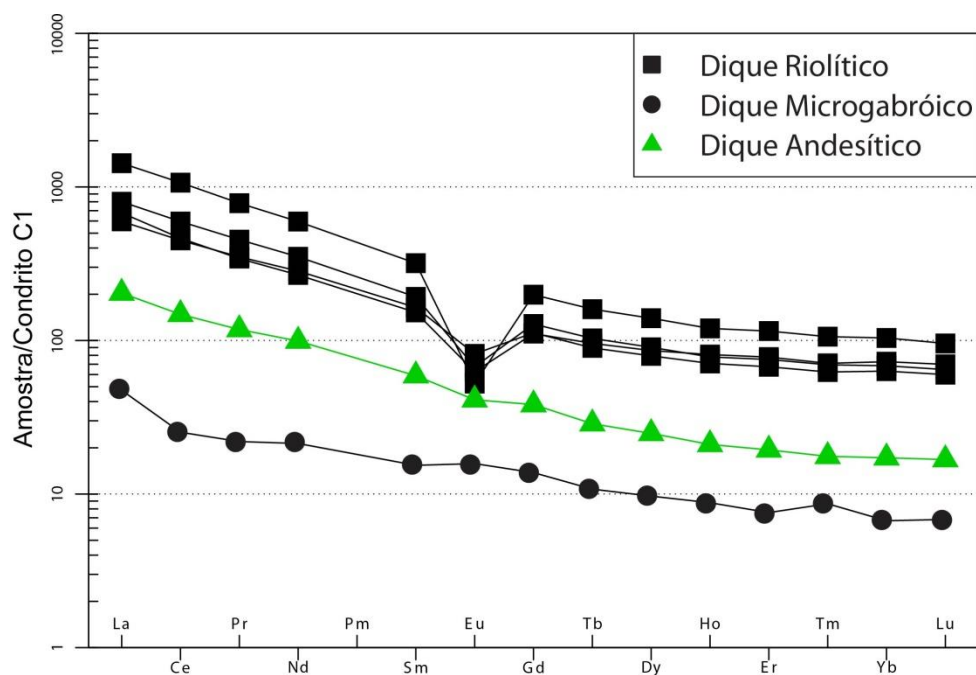


Figura 17 - Padrões dos ETR das amostras do segmento NE dos Diques Arauá. Os teores de ETR das amostras foram normalizados pelo padrão condritico C1 de Boyntom (1984).

6.5 CLASSIFICAÇÕES GEOQUÍMICAS E DIAGRAMAS MULTIELEMENTARES NORMALIZADOS

Com a finalidade de identificar a afinidade geoquímica das rochas estudadas, optou-se pela utilização do diagrama *Co versus Th* (Hastie *et. al.*, 2007), para evitar problemas de mobilização dos elementos maiores causados pelo hidrotermalismo e/ou devitrificação. Neste diagrama os diques riolíticos e andesítico ocuparam o campo das séries cálcio-alcálica alto potássio e shoshonítica, enquanto que o dique microgabróico se posicionou no campo da série cálcio-alcálica (Fig. 18).

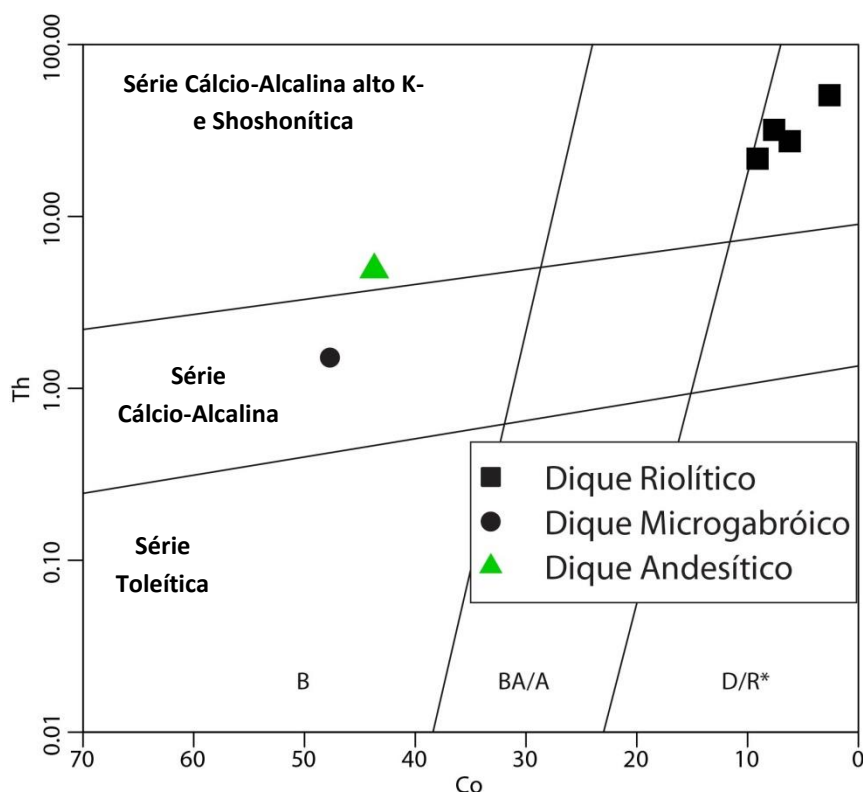


Figura 18 - Diagrama Th versus Co (Hastie et al. 2007) (Co e Th em ppm).

Com o objetivo de confirmar as afinidades geoquímicas das rochas estudadas, utilizou-se o diagrama de distinção de litotipos de afinidade cálcio-alkalina alto-K e shoshonítica de rochas alcalinas sódicas de Liégeois et al. (1998) (Fig. 19). Neste diagrama os diques riolíticos ocuparam o campo das rochas alcalinas, corroborando a classificação observada no diagrama de Pearce (1996) (Fig. 14). A afinidade alcalina dos diques riolíticos é, também, confirmada nos diagramas de classificação de Whalen et al. (1987) (Fig. 20). Neste diagrama o dique andesítico também ocupou o campo dos granitos tipo A, o que sugere uma fonte de granitos alcalinos ou anídricos, enquanto que o dique microgabróico plotou no campo de granitos tipo I e S indicando que são provenientes de fontes de granitos tipo ígneo ou sedimentar (Fig. 20).

Para identificar a afinidade dos diques máficos foi utilizado o diagrama de Jensen (1976). Neste diagrama o dique microgabróico ocupa o campo de basalto toleítico alto magnésio, enquanto que o dique andesítico se encontra no campo de basalto toleítico alto ferro, o que é esperado para esses tipos de rochas (Fig. 21). A presença de quartzo e hiperstênio normativos nas duas rochas corroboram com a afinidade toleítica identificada, e o caráter predominantemente supersaturado em sílica. No diagrama Jensen (1976) (Fig. 21) os

diques riolíticos apresentaram um padrão de enriquecimento em Fe acompanhado por um empobrecimento relativo de Al, que é típico de *trend* toleítico (Nardi, 2016).

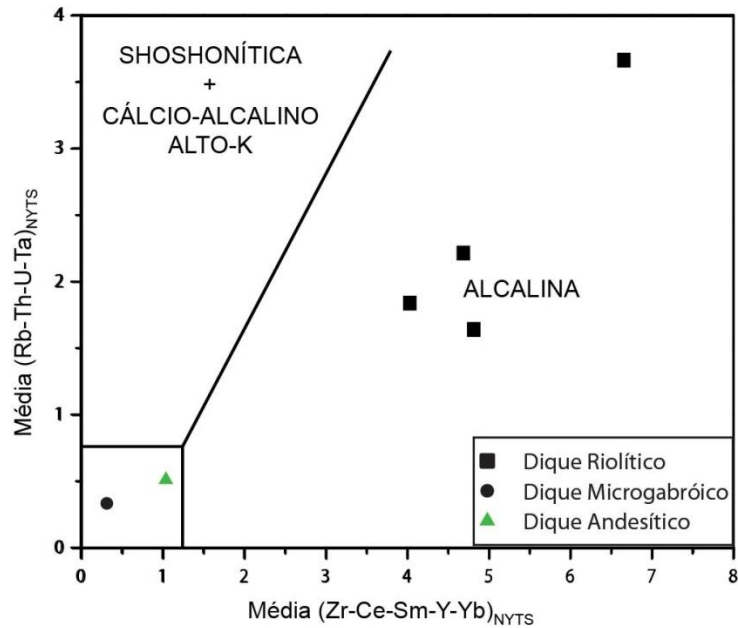


Figura 19 - Diagrama bivalente de distinção de litotipos de afinidade cálcio-alcalina e shoshonítica de rochas alcalinas sódicas (Liégeois *et al.*, 1998). Neste diagrama é utilizada a média dos valores Zr, Y, Ce, Sm, Yb *versus* NYTS Rb, Th, U, Ta normalizados pela série de Telabit- Yenchichi (NYTS).

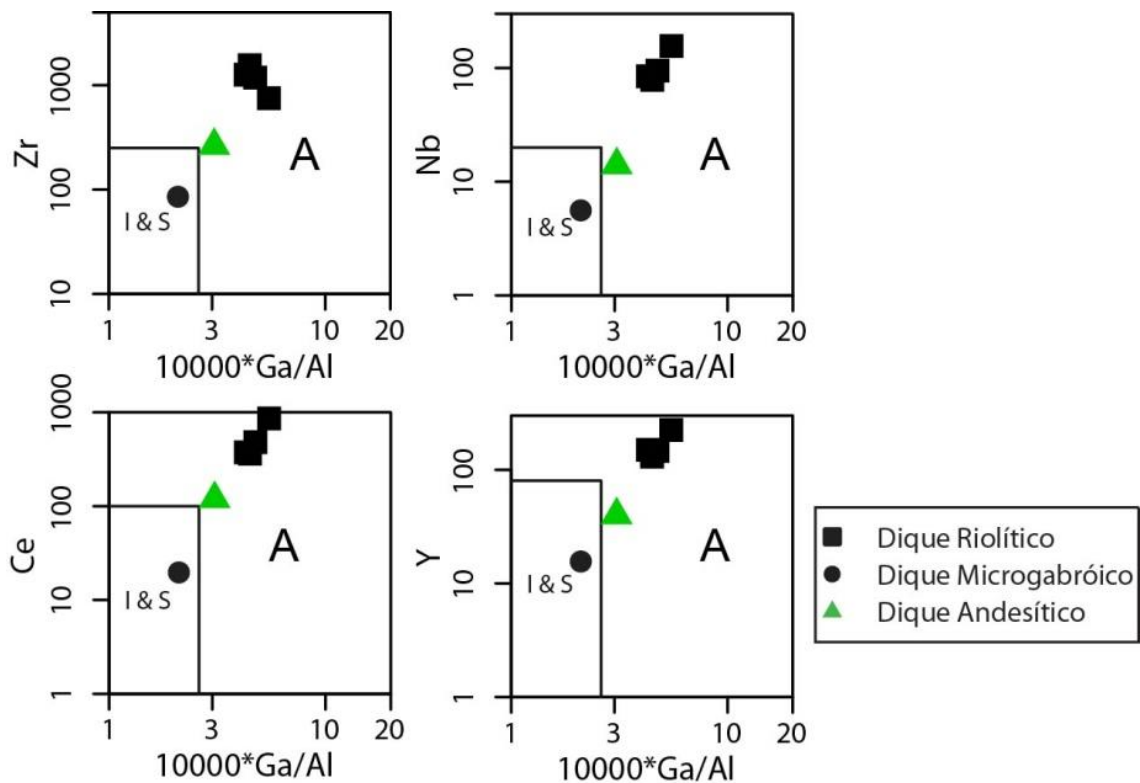


Figura 20 - Representação das amostras analisadas nos diagramas de Whalen *et al.* (1987). A: granitos tipo A (anorogênicos); I: granito de fonte ígnea; S: granito de fonte sedimentar.

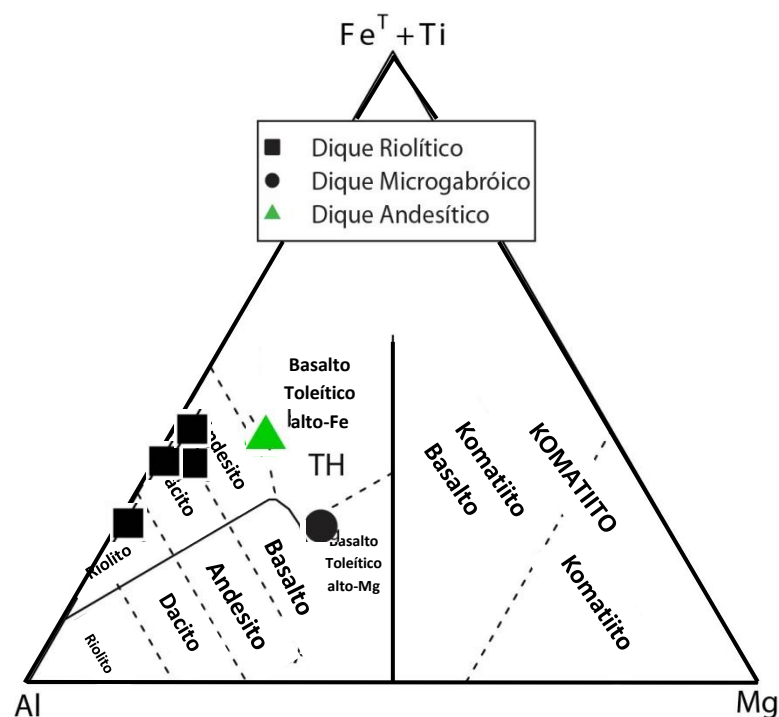


Figura 21 - Diagrama de Jensen (1976).

O índice de saturação em alumínio introduzido por Shand (1943), relacionam as razões molares A/CNK [$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$] e A/NK [$Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$] em um diagrama binário, que classificam as rochas em peralcalinas, peraluminosas e metaluminosas. De acordo com este diagrama, a maioria das amostras estudadas são metaluminosas com $A/NK > 1$ e $A/CNK < 1$, somente uma amostra dos diques riolípticos alocou-se no campo peraluminoso (Fig. 22).

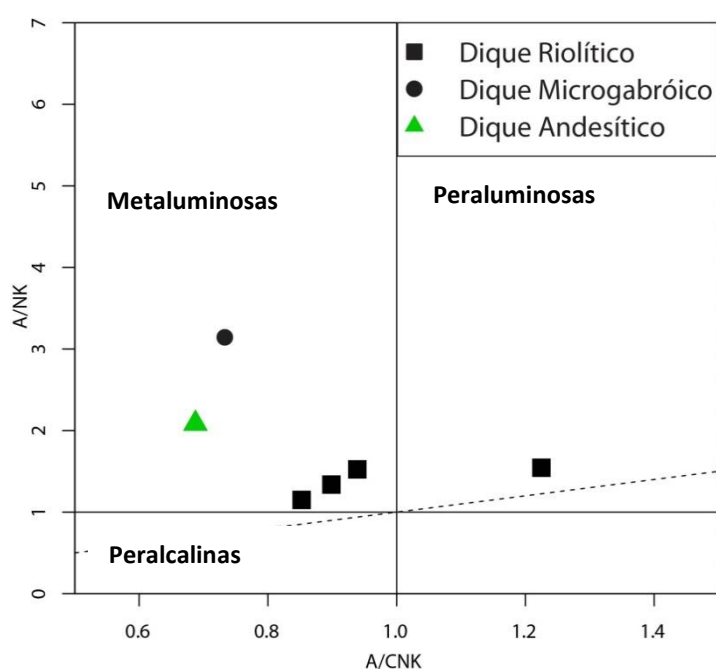


Figura 22 - Diagrama discriminante de A/CNK versus A/NK (Shand, 1943).

O diagrama multi-elementar normalizado pelos valores do Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989), foi utilizado para avaliar o padrão dos elementos químicos das rochas dos diques estudados (Fig. 23). Neste diagrama, as amostras dos diques riolíticos apresentam um padrão enriquecimento dos LILEs (Rb e Ba) e Th, que é acompanhado por anomalias negativas de Nb-Ta, Sr que podem estar associado ao fracionamento do plagioclásio e Ti em relação aos seus elementos vizinhos e um padrão de leve empobrecimento dos demais elementos-traço do La ao Yb (Fig. 23).

A distribuição dos elementos do dique andesítico no diagrama multi-elementar, exibe pronunciada anomalia positiva de Ba, fortes anomalias negativas de Nb e Ta, discreta anomalia negativas de Sr, além do padrão de leve enriquecimento dos elementos Rb, Th, La e Ce, com decréscimo em direção aos elementos Ti e Yb (Fig. 23).

O dique microgabróico no diagrama multi-elementar, apresenta um padrão enriquecido nos LILEs acompanhado por uma tendência de decréscimo do Rb para o Th. Destaca-se a forte anomalia negativa de Nb e Ta, acompanhada por uma discreta anomalia positiva de Sr.

As anomalias negativas de Ta, Nb e Ti são usualmente interpretadas como assinatura típica de rochas geradas com influência de zonas de subducção (Best, 2003; Wilson, 1989), atribuída à retenção desses elementos na fonte devido a sua imobilidade, enquanto que os LILE são elementos móveis e apresentam um padrão de enriquecimento.

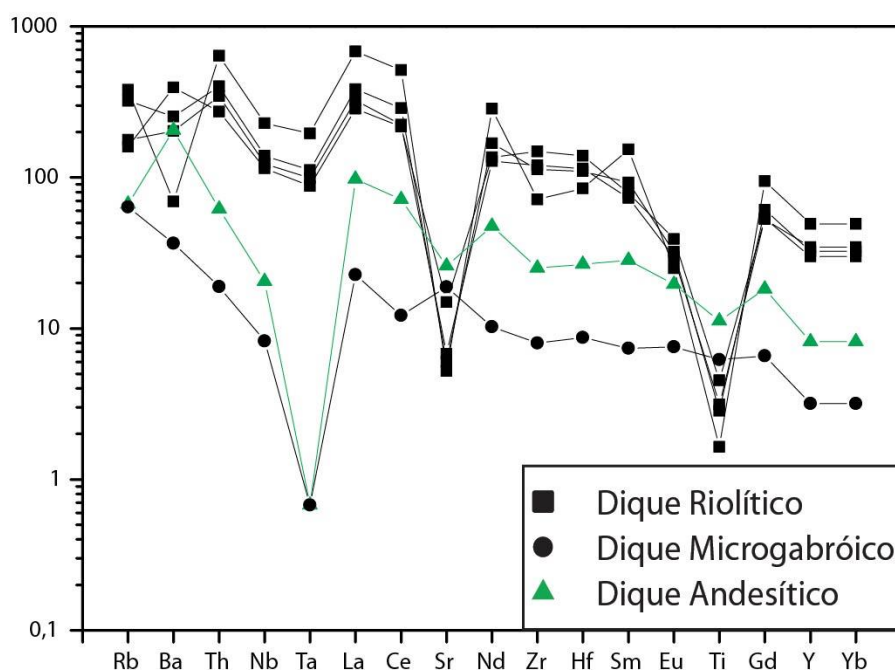


Figura 23 - Diagrama multi-elementar normalizado pelo Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989) das amostras dos diques riolíticos, microgabróico e andesítico.

6.6 AMBIENTES TECTÔNICOS

Com o objetivo de identificar o ambiente tectônico com base em características geoquímicas, foram selecionados os gráficos de Pearce (1984), indicado para granitoides (56% - 80% SiO_2), e o diagrama de Vermeesh (2006), indicado para rochas básicas e intermediárias.

Nos diagramas de Pearce (1984), os diques riolíticos ocuparam o centro do campo de granitos de intraplaca, enquanto que o dique andesítico se posicionou na linha que separa granitos de arco vulcânico e intraplaca no diagrama Rb vs Y+Nb, e no início do campo de intraplaca no diagrama Nb vs Y (Fig. 24). Apesar do dique microgabróico (53,98% SiO_2) ocupar o campo de granitos de arco vulcânico e sin-colisional, estes diagramas apresentam limitações para rochas com $\text{SiO}_2 < 56\%$.

No diagrama ternário V-Ti-Sm (Vermeesch, 2006), os diques microgabróico e andesítico ocupam os campos de MORB e IAB, respectivamente (Fig. 25). Este diagrama apresenta grande eficiência em separar rochas básicas de ambiente intraplaca derivadas de fontes mais empobrecidas, similares a MORB, ou enriquecidas, similares a OIB, daquelas relacionadas com ambientes tipo arco. Através deste diagrama podemos constatar que o dique microgabróico é proveniente de um ambiente intraplaca, porém com assinatura de fontes empobrecidas de Basaltos de Cadeia Meso Oceânica.

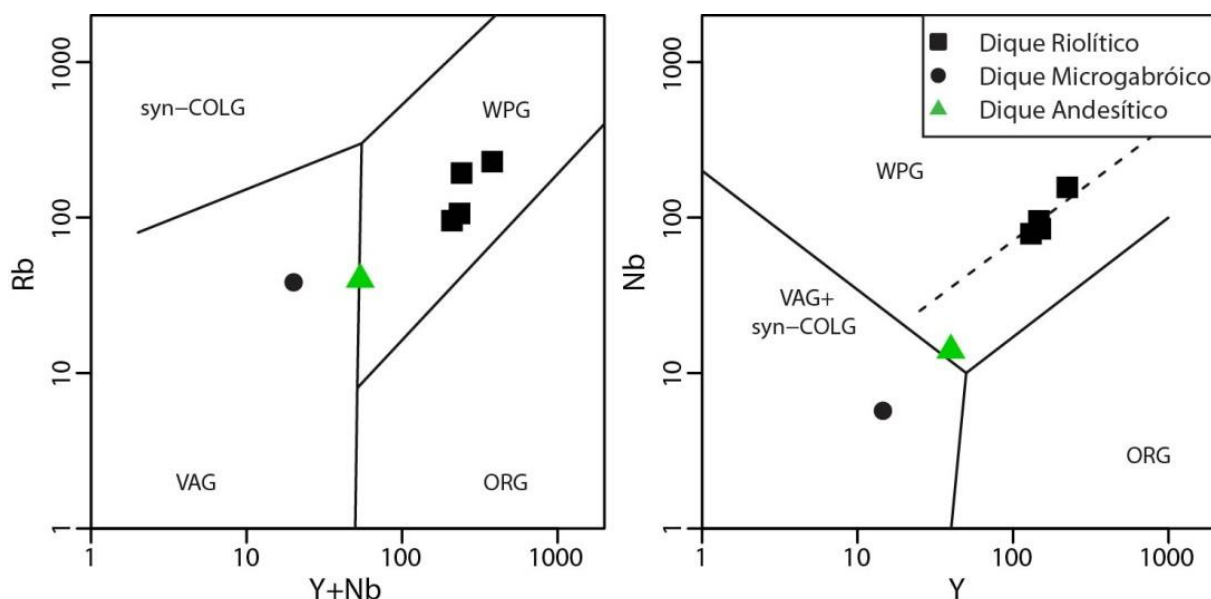


Figura 24 - Diagramas de discriminação tectônica para granitoides (Pearce *et al.* 1984). ORG = granitos de cordilheiras oceânicas; VAG = granitos de arco vulcânico; WPG = granitos de intraplaca; syn-COLG = granitos sin-colisionais.

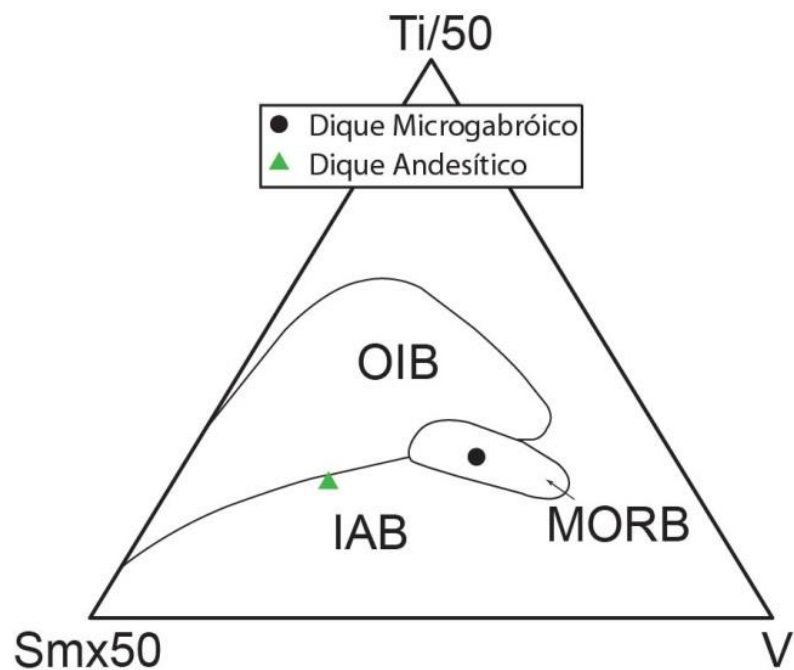


Figura 25 - Diagrama ternário de discriminação tectônica V-Ti-Sm (Vermeesh, 2006). OIB = basaltos de ilha oceânica; MORB = basaltos de cordilheira meso-oceânica; IAB = basaltos de arco de ilha.

Tabela 4 - Análise química dos elementos maiores (%), traço (ppm) e Terras Raras (ppm) do segmento NE dos Diques Arauá.

	Diques Riolíticos				Dique Andesítico	Dique Microgabróico
	PRC-09B	PRC-G3-23	PRC-034	PRC-038	PRC-056	PRC-G5-23
SiO₂	66,8	67,52	70,17	63,88	56,87	53,98
TiO₂	0,33	0,57	0,63	0,91	2,25	1,25
Al₂O₃	11,7	11,76	11,64	11,78	12,68	15,25
Fe₂O₃^t	6,02	9,06	9,1	10,83	12,91	11,11
MgO	0,06	0,28	0,69	0,58	2,53	6,74
MnO	0,09	0,13	0,11	0,1	0,16	0,15
CaO	1,95	2,36	1,08	2,65	6,8	8,69
Na₂O	2,57	2,03	2,28	1,06	2,48	2,53
K₂O	5,5	5,04	3,5	5,53	1,85	0,64
P₂O₅	0,03	0,11	0,17	0,31	0,49	0,07
LOI	0,72	1,89	1,41	0,95	2,37	1,25
ΣTotal	95,77	100,75	100,78	98,58	101,39	101,66

	Diques Riolíticos				Dique Andesítico	Dique Microgabróico
	PRC-09	PRC-23	PRC-034	PRC-038	PRC-056	PRC-G5-23
Ba	457	1669	1335	2603	1358	241
Rb	228,7	193,2	106,3	95,6	40	38,2
Sr	104	120	135	297	515	375
Cs	1,05	1,86	0,15	0,14	0,73	1,13
Nb	156,38	95,08	84,63	78,76	14,01	5,65
Ta	7,24	4,14	3,66	3,24	0,025	0,025
Hf	23,89	31,03	32,42	39,34	7,52	2,46
Zr	751	1184	1263	1560	264	84
Th	50,7	31,9	27,4	21,7	4,9	1,5
U	6,29	3,54	3,28	2,7	0,49	0,17

Tabela 4 – Continuação

Y	223,64	146,5	149,83	130,32	39,84	15,72
V	44	7	30	5	247	218
Co	2,6	7,6	6,2	9,1	43,7	47,2
Ni	22	14	17	13	40	119

	Diques Riolíticos				Dique Andesítico	Dique Microgabroico
	PRC-09	PRC-23	PRC-034	PRC-038	PRC-056	PRC-G5-23
La	442,4	248,2	210,1	184,9	63,1	14,7
Ce	861,7	481	374,2	362,6	119,5	20,4
Pr	95,6	55,29	41,66	42,72	14,38	2,68
Nd	356,8	210,3	160,2	169,9	59,5	12,8
Sm	62,1	37,5	29,7	32	11,5	3
Eu	3,85	4,95	4,6	6,01	3,02	1,16
Gd	51,43	33,12	28,7	29,05	9,9	3,57
Tb	7,58	4,89	4,54	4,24	1,36	0,51
Dy	44,94	29,06	27,68	25,57	7,99	3,12
Ho	8,6	5,61	5,81	5,09	1,51	0,63
Tm	3,43	2,25	2,3	2,02	0,57	0,28
Yb	21,7	14,3	15,2	13,2	3,6	1,4
Lu	3,08	2,08	2,25	1,93	0,54	0,22

CONCLUSÕES

7. CONCLUSÕES

Os diques aflorantes entre os municípios de Boquim e Riachão do Dantas correspondem a um segmento dos Diques Arauá, que está deslocado a 6km para NE do *trend* principal. Estes diques ocorrem como pequenos e descontínuos afloramentos de blocos alinhados, com formas irregulares e espessuras que variam de 10 cm a 10 m, com uma extensão média de 8 km e direção N30-50W, que cortam os ortognaisses do Complexo Gnáissico Migmatítico Rio Real – Itabaianinha – Riachão do Dantas e os granulitos do Complexo Granulítico Esplanada – Boquim. Nesta, foi possível identificar seis diques paralelos de geometria irregular, sendo quatro riolíticos, um microgabróico e um andesítico.

Os diques riolíticos são predominantemente porfiríticos, definidos por fenocristais de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo, imersos em uma matriz hemicristalina que perfaz de 60% a 80% das rochas. A paragênese clorita+epídoto presente nas rochas sugere que estas foram submetidas ao hidrotermalismo.

O dique microgabróico compreende uma rocha de coloração cinza escura, com a granulometria muito fina a textura porfirítica. Constituída essencialmente por cristais de plagioclásio, bem como localizados cristais de sanidina, quartzo, minerais opacos e por vezes a biotita e o anfibólio.

O dique andesítico é constituído por fenocristais de plagioclásio e vesículas envolvidas por uma matriz hemicristalina rica em micrólitos e cristalitos de plagioclásio, e minerais opacos. Destaca-se as feições de devitrificação evidenciadas por esferulitos radiais a semi-radiais marcados por cristais aciculares de plagioclásio e opacos. Alterações hidrotermais são evidenciadas pela presença de epídoto substituindo parcialmente cristais de plagioclásio.

Os dados geoquímicos indicam que os diques riolíticos são rochas ácidas de afinidade alcalina, conforme diagrama de Liégeois *et al.* (1998), com características compatíveis com magmatismo tipo-A nos diagramas de Whalen *et al.* (1987), e predominantemente, metaluminosas no diagrama de Shand (1943). No diagrama de Jensen (1976), estas rochas apresentam um padrão de enriquecimento em Fe, acompanhado por um empobrecimento relativo de Al, que é típico do *trend* toleítico (Nardi, 2016).

O Dique microgabróico é classificado como basalto no diagrama de Pearce (1996), ocupa o campo de basalto toleítico alto magnésio no diagrama de Jensen (1976), além de

apresentar quartzo e hiperstênio normativos que corroboram com a afinidade identificada. O dique andesítico, apesar de apresentar teor de SiO_2 compatível com rochas intermediárias (56,87%), posicionou-se na linha que separa o campo de basaltos do campo de andesitos e andesitos basálticos no diagrama de Pearce (1996), ocupou o campo de basalto toleítico alto ferro no diagrama de Jensen (1976), além de apresentar quartzo e hiperstênio normativos que sustentam uma afinidade toleítica.

Nos diagramas de ambiência tectônica os diques riolíticos e andesítico evidenciam um ambiente de intraplaca no diagrama de Pearce (1984). No diagrama de Vermeesh (2006) o dique microgabróico apresenta características de basaltos de cordilheira meso-oceânica, enquanto que o dique andesítico apresentou características de basaltos de ilha oceânica.

Apesar das diferenças geoquímicas expressadas em afinidades e padrões de ETR distintos dos diques riolíticos e andesítico, estas rochas apresentam assinaturas de elementos-traço, marcadas por anomalias negativas de Nb, Ta, Ti e Sr, que sugerem uma gênese a partir de fusões de um manto metassomatizado por subducção prévia, ou assimilação de rochas encaixantes. Dados semelhantes foram descritos por Soares (2015) em diques riolíticos e andesíticos presentes no segmento principal dos Diques Arauá.

Os teores elevados de LILE, Th e ETRL, bem como a presença de anomalia de Nb e Ta do dique microgabróico sugerem que esta rocha, também, foi formada a partir de um manto metassomatizado por subducção prévia ou foi contaminada pela rocha encaixante durante seu posicionamento final.

Rochas com similaridades composicionais com rochas tipo A, mas com características geoquímicas de afinidade toleítica, como as apresentadas pelos diques riolíticos, podem ser geradas pela interação de magmas básicos toleíticos médio a alto-K com fusões crustais em ambientes pós-colisionais (Nardi, 2016). Esta hipótese é coerente com os dados obtidos, e corrobora com o modelo de magmatismo pós-colisional sugerido por Soares (2015).

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkimin F.F., Neves B.B.B., Alves J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – Uma revisão. In: Dominguez J.M.L. & Misi A. (ed.) *O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG-NBA/SE, SGM, CNPq*, p.45 – 62.
- Alkmin F.F.D. 2004. O que faz de um Cráton ou Cráton? O Cráton do São Francisco e as suas revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: Neto V(orgs). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Brasil, p. 17-35.
- Almeida F.F. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4):349-364.
- Almeida F.F.M., Brito Neves B.B., Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Plataform. *Earth-Science Reviews*, 50: 77-111.
- ALVES, D. N. O.; Mapeamento Geológico de Detalhe e Petrografia dos Litotipos do Jardim de Alah, Salvador-Bahia. Salvador. 2013. *Universidade Federal da Bahia*.
- Anderson E.M. 1951. The Dynamics of Faulting. Edinburgh, *Oliver and Boyd*, 206 p.
- Barbosa J.S.F. 1990. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil - An expression of Archean Proterozoic Plate Convergence. Granulites and Crustal Evolution. In: D. Vielzeuf & PH. Vidal (eds.), Granulites and Crustal Evolution. Clermont-Ferrand, *France, Springer-Verlag*, 195-221.
- Barbosa J.S.F. & Dominguez J.M.L. (Orgs.), 1996. Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia – Esc. 1:1.000.000. *Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração do Estado da Bahia*, SGM/PPPG/FAPEX/CPGG. Salvador-BA, 295 p.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean Crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brasil. A Synthesis. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, 74: 344-357.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2003. Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 33: 7-120.

Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil: Geodynamic features. *Precambrian Research*, 133: 1-27.

Best M. G. 2003. Igneous and metamorphic petrology. Second Edition, Blackwell Science Ltd, 758 p.

Brito Neves B.B., Sial, A.N., Beurlen, 1977. H. O sistema de dobramento Sergipana – Análise do conhecimento. In: *Reunião Preparatória do Simpósio do Cráton do São Francisco e Faixas Marginais*, 3., 1977, Salvador. Resumos. Bahia: SBG, p. 369-391.

Brito Neves, B. B.; SÁ, J. M.; NILSON, A. A. A Tafrogênese Estateriana nos Blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e Processos subsequentes. *Geonomos, Minas Gerais*, v. 3, n. 2, p. 1-21. 1995.

Cañón-Tapia E. (2008) How deep can be a dyke? *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 171: 215-228.

Carneiro M.A., Teixeira W., Carvalho Jr. I.M., Pimentel M.M., Oliveira A.H. 2004. Comportamento dos Sistemas Sm-Nd e Rb-Sr da Seqüência Máfico-Ultramáfica Ribeirão dos Motas (Arqueano), Cráton São Francisco Meridional: Evidências de Enriquecimento Mantélico e Fracionamento Isotópico. *Geologia USP. Série Científica*, v. 4, p. 13-26.

Cordani U.G. 1973. Evolução Geológica Pré-Cambriana da Faixa Costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória. Tese de Livre Docência, *Instituto de Geociências*, Universidade de São Paulo, São Paulo, 98 p.

Corrêa da Costa P.C., Carneiro M.A., Fernandes R.A. 2001. Petrologia e Geoquímica dos Diques Máficos da Região de Candeias - Campo Belo - Santo Antônio do Amparo (MG). Porção Meridional do Craton São Francisco. In: *Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 11, Belo Horizonte: SBG. 1 CD-ROM.

Corrêa Gomes LC, Oliveira EP (2000) Radiating 1.0 Ga mafic dyke swarms of Eastern Brazil and Western Africa: Evidence of post-assembly extension in the Rodinia Supercontinent? *Gondwana Research* 3: 325–332.

Delgado I. M., Souza, J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A. M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente C.R., Perrotta M.M., Heineck C.A. 2002. Escudo Atlântico, In: Bizzi L.A.,

- Schobbenhaus C., Vidotti M., Gonçalves J.H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas & SIG. Brasília: Serviço Geológico do Brasil – CPRM*, p.227-333.
- D’el-Rey Silva L.J.H. 2005. New Sm-Nd data of (meta) sediments accross the São Francisco Cráton-Sergipano Belt boundary, and from the Arauá dykes: Implications on Provenance Studies. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco,3, Salvador, agosto, *Anais III SCSF*:155-158.
- Ernst R.E, Buchan KL, Campbell IH. 2005. Frontiers in Large Igneous Province research. *Lithos* **79**(3–4): 271 297 *Crossref*, *ISI*.
- Ernst R.& Bleeker W. 2010. Large igneous provinces (LIPs), giant dyke swarms, and mantle plumes: significance for breakup events within Canada and adjacent regions from 2.5 Ga to the Present. *Canadian Journal Earth Science*, 47: 695 – 739.
- Fontes M.P. 2011. Petrografia e Geoquímica dos Traquitos do Enxame de Diques Arauá, Sul do Estado de Sergipe. Monografia de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia, *Universidade Federal de Sergipe*, São Cristóvão, p.57.
- Fossen. H. *Geologia Estrutural*. S O Paulo: *Oficina De Textos*, 2012. Cap.11.
- Gava A., Nascimento D.A., Vidal J.L.B. 1983. Geologia. In: Projeto RADAM BRASIL: Folha SC.24/25, *Aracaju-Recife. Rio de Janeiro*. 852 p. (Levantamentos de Recursos Naturais, 30).
- Hoek J.D. 1991. A classification of dyke-fracture geometry with examples from the Precambrian dyke swarms in the Vestfold Hill, Antarctica. *International Journal of Earth Sciences*, 80: 233-247.
- Holmes A. 1994. *Principles of Prycal Geology. First Edition*, Edinburgh, Thomas Nelson & Sons Ltd., 580 p.
- Hou G. 2012. Mechanism for three types of mafic dyke swarms. *Geoscience Frontiers*, 3: 215-225.
- Jolly R.J.H., & Sanderson D.J. 1995. Variations in the form and distribution of dykes in the Mull swarm, Scotland. *Journal of Structural Geology*, 17: 1543-1557.
- Le Maitre R.W. (ed.). 2002. *Igneous Rocks: A classification and Glossary of Terms. Second Edition*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 236 p.

Liz, J.D., Soares, V. F., Lenz, C., Liz; L.C.C., Nascimento A.F.; Andrade J.O. 2016. Diques Arauá: Últimas Manifestações Magmáticas do Pós-colisional Orosiriano No Extremo Nordeste Do Cráton São Francisco. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 48, 2016, Porto Alegre - RS, Geoquímica, 2016.

Liz J.D., Liz L. C. C., Soares V. F., C, Lenz C., Andrade J. O., Nascimento A. F. 2017. Diques Arauá: Registro Do Magmatismo Pós-Colisional Orosiriano no Extremo Nordeste do Cráton São Francisco In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 2017, Salvador. Tectônica de Cinturões Orogênicos e Áreas Cratônicas, 2017.

Liz L. C. C. 2017. Petrografia E Geoquímica dos Ortoanfibolitos das Unidades Novo gosto e Gentileza, Domínio Canindé, Faixa de Dobramentos Sergipana, Ne-Brasil. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências e Análise de Bacias, *Universidade Federal de Sergipe*, 66 p.

Marinho M.M. 1991. La Séquence Volcano-Sédimentaire de Contendas Mirante et la Bordure Occidentale du Bloc Jequié (Cráton du São Francisco-Brésil): Um exemple de Transition Archéen Protérozoïque. Tese de Doutorado. *Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand, França*, 388 p.

Mascarenhas J.F., Pedreira, A.J.C.L., Gil C.A.A., Neves J.P., Oliveira J.E., Silva Filho, M.A., Marinho M.M., 1979. Geologia da região centro-oriental da Bahia. Projeto Bahia, Bahia II, Sul da Bahia. *Relatório integrado*. CPRM/DNPM, Brasília, DF, p. 128.

Mascarenhas J.F. & Silva E.F.A. 1994. Greenstone Belt de Mundo Novo (Bahia): caracterização e implicações metalogenéticas no Cráton do São Francisco. *CBPM, Salvador. Spec Publ.*, 32 p.

McKenzie D. Korme T. 1984 The generation and compactation of partially molten rock. *Journal of Petrology*, 25: 713-765.

Oliveira, E. P. Geologia da Faixa Sergipana no Estado da Bahia. In: BARBOSA, J. S. F. et. al. (eds.). Geologia do Estado da Bahia, *Salvador, CBPM*, 2011.

Oliveira E.M. 2014. Petrografia, Litogeoquímica e Geocronologia das rochas granulíticas da parte norte do cinturão Salvador-Esplanada-Boquim, Bahia-Sergipe. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Sergipe. Tese de Doutorado, *Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador*.

Oliveira Jr. T.R. 1990. Geologia do extremo nordeste do Cráton São Francisco, Bahia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, *Dissertação de Mestrado*, 126 p.

Passos D.R. 2012. Petrografia de Diques Andesíticos na Região de Arauá, Sul do Estado de Sergipe. Monografia de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia, *Universidade Federal de Sergipe*, São Cristóvão.

Pollard D.D., & Aydin A. 1984. Propagation and linkage of oceanic ridge segments. *Journal of geophysical Research*. 89: 10017-10028.

Rios D.C. 2002. Granitogênese no Núcleo Serrinha: Geocronologia e Litogeoquímica. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Tese de Doutorado, 233-255p.

Santos R.A., Souza J.D. 1983, Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: Serrinha, folha SC.24-Y-D-V. Salvador, DNPM, 2v.

Santos R.A., Martins A.A M., Neves J.P., Leal R.A. 1998. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB*. Geologia e recursos minerais do Estado de Sergipe. Escala 1:250.000. Texto explicativo do Mapa Geológico do Estado de Sergipe. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT; CODISE.

Schaller, H. – Região estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 12, nº 1, p. 21-86, 1969.

Sial A. M., Oliveira E. P., Choudhuri A. 1987. *Mafic dykes swarms of Brazil*. Special Paper Geological Association of Canada, v. 34, p. 467-481.

Silva Filho M.A., Bomfim L.F.C., Santos R.A. Santana A.C., Filho P.A.B., Leal R.A. 1977. *Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris: relatório final*. Salvador: CPRM, 19v.

Silva Filho M.A., Bomfim L.F.C., Santos R.A., Santana A.C., Filho P.A.B., Leal R.A. 1998. *Geologia da geossinclinal sergipana e do seu embasamento: Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris*. Brasília: DNPM, 131 p. II.

Silva, L. C. et. al. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP. Parte I: Limite centro-oriental do Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.* 33 (4), p. 501-502, 2002c.

Soares V.F. 2015. Petrologia e Geoquímica dos Diques Arauá. Monografia de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia, *Universidade Federal de Sergipe*, São Cristóvão.

Teixeira L.R 1997. O Complexo Caraíba e a Suíte São José do Jecuípe no Cinturão Salvador-Curaçá (Bahia, Brasil): Petrologia, Geoquímica e Potencial Metalogenético. Tese de Doutorado. *Instituto de Geociências*, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 201 p.

Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J.S.F., Noce C.M., Carneiro M.J. 2000. Archean and paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Cráton. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro 31th Intern. Geol. Congr., 101-138.

VILAS BOAS, G. S. As coberturas Paleozóicas e Mesozóicas. In: BARBOSA, J. S. F.; DOMINGUEZ, J. M. L. (Coords.) *Geologia da Bahia: texto explicativo*. Salvador: SGM, 1996. 382 p. il. Convênio SICT/UFBA/SGM/FAPEX. Anexo I *Mapa Geológico do Estado da Bahia*, escala 1:1000.000.

Wilson M. 1989. Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach. *London, Unwin Hyman*, 466 p.